

GEOCHEMISCH-LAGERSTÄTTENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN
AN
KIESVORKOMMEN IN DEN METABASITEN
DER OBEREN TAUERN-SCHIEFERHÜLLE

KNUT JOACHIM DERKMANN

1977

GEOCHEMISCH - LAGERSTÄTTENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN
AN

KIESVORKOMMEN IN DEN METABASITEN
DER OBEREN TAUERN - SCHIEFERHÜLLE

ZUR

ERLANGUNG DES DOKTORGRADES

DES

FACHBEREICHES GEOWISSENSCHAFTEN

DER

LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT

MÜNCHEN

VORGELEGT VON

KNUT JOACHIM DERKMANN

MÜNCHEN 1976



1. Berichterstatter: Prof. Dr. D.D. Klemm
2. Berichterstatter: Prof. Dr. A.G. Huckenholz

Tag der mündlichen Prüfung: 26. Mai 1977

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Frühjahr 1974 begonnen.

Für die Anregung dieser Arbeit, die stete, freundliche Unterstützung und für die wertvollen Ratschläge zum zügigen Fortgang der Arbeit möchte ich Herrn Prof. Dr. D. D. Klemm vielmals Dank sagen.

Herrn Prof. Dr. K. Schmidt bin ich für die Möglichkeit die Einrichtungen des Institutes zu benutzen zu Dank verpflichtet.

Allen Angehörigen des Institutes für Allg. und Angew. Geologie und insbesondere der Abteilung Lagerstättenkunde und Geochemie danke ich sehr herzlich für die vielen fruchtbaren Diskussionen und für die stete Hilfsbereitschaft. An dieser Stelle sei auch nochmals den Herren Pabinger (Großarl), Berger und Steiner (Hinterbichl) für ihre freundlichen Hinweise und die gemeinsamen Geländebegehungen gedankt.

Herrn Prof. Dr. A. Maucher danke ich für die freundliche Einweisung am Metall-Mikroskop, sowie Herrn Priv. Doz. R. Höll für die wertvollen Hinweise bei der Datenverarbeitung.

Mein Dank gilt auch Frl. Weyrich für die Anfertigung des überaus zahlreichen Schliiffmaterials.

Nicht zuletzt möchte ich meiner Mutter für die Schreibarbeiten herzlich danken.

Finanzielle Unterstützung erfuhr ich durch das Graduiertenförderungsgesetz.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	
Abstract	
1. Einleitung	1
1.1 Problemstellung	1
1.2 Regional-geologische Übersicht	2
1.3 Aufbau der Oberen Schieferhülle	5
1.4 Vorausgegangene Arbeiten	8
1.5 Geschichtlicher Abriß des Kiesbergbaues	10
1.6 Geographische Lage der untersuchten Kiesvorkommen	12
2. Geologie der Kiesvorkommen und ihrer Umgebung	17
2.1 Die Kiesvorkommen im Bereich Großarlal	17
2.11 Die Kiesvorkommen auf der Ostseite des Großarltales (Karteis, Kreemahd, Wasserfallscharte, Jagerspitzl)	21
2.12 Die Kiesvorkommen im westlichen Großarlal (Aigenbachtal, Tofern, Schattbachalm, Schwarzwand)	24
2.3 Die Kiesvorkommen im Bereich Fusch - Heiligenblut (Glocknergebiet)	26
2.4 Die Kiesvorkommen im Bereich Virgental	29
2.5 Kiesvorkommen im Bereich Ahrntal, Südtirol	34
2.6 Kiesvorkommen im Bereich des Pfitschtales, Südtirol	35

3.	Mikroskopische Untersuchungen	36
3.1	Mineralogie der Erzkvorkommen	37
3.11	Einzelbeschreibung der Minerale	37
3.111	Pyrit	37
3.112	Kupferkies	43
3.113	Magnetit	45
3.114	Ti-Minerale	48
3.115	Magnetkies	48
3.116	Mn-Phasen	51
3.117	Akzessorien	53
3.118	Verwitterungsmineralisationen	54
3.12	Erztypen	54
3.121	Quarzitischer Reicherztyp	55
3.122	Magnetit-Pyrit-Reicherz	58
3.123	Imprägnationstyp	59
3.1231	Imprägnationserze in feingebänderter Gangart	59
3.1232	Imprägnationserze in prasinitischer Gangart	62
3.13	Einfluß der Metamorphose auf die Erzparagenesen	63
3.2	Mineralogie der Nebengesteine	68
3.21	Feingebänderte Grünschiefer	68
3.22	Prasinite	71
4.	Geochemische Untersuchungen	74
4.1	Arbeitsmethoden	74
4.11	Probennahme	74
4.12	Probenaufbereitung	75
4.13	Analytische Verfahren	75
4.131	Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	76
4.132	Atomabsorptionsspektralanalyse (AAS)	78
4.2	Auswertungsmethoden	79
4.21	Graphische Auswertungsmethoden	79
4.22	Rechnerische Verfahren	79

	Seite
4. 221	Univariante statistische Methoden 80
4. 222	Multivariable Methoden 80
4. 2221	Faktorenanalyse (Hauptkomponentenanalyse) 80
4. 2222	Diskriminanzanalyse (R-Modus) 81
4. 3	Geochemie der Kiesvorkommen 82
4. 31	Quarzitische Reicherze 83
4. 32	Kiesimprägnationen in feingebänderter Gangart 85
4. 33	Kiesimprägnationen in prasinitischer Gangart 88
4. 34	Gegenüberstellung der beiden Imprägnations- erztypen 90
4. 4	Geochemie der Nebengesteine 95
4. 5	Geochemisches Verhalten in Profilen vom liegenden Nebengestein über die Vererzung zum Hangenden (Beispiel Karteis) 101
5.	Diskussion der geologischen und geo- chemischen Ergebnisse und Vorstel- lungen zur Genese der Kiesvererz- ungen 106
5. 1	Genetische Diskussion der Grüngesteine 106
5. 2	Genetische Diskussion der Kiesvererzungen 112
5. 3	Einordnung der Untersuchungsergebnisse in den derzeitigen Stand der Tauern- und Alpengeologie 119
6.	Vergleich mit anderen Kieslager- stätten 122
7.	Literaturverzeichnis 125
Anhang	Zusammenfassung der Analysenwerte geordnet nach den unterschiedenen Erz- und Gesteinstypen 138
	Auflistung der Einzeldaten 139

Zusammenfassung

Die Kiesvererzungen in den Grüngesteinen der Oberen Tauern-Schieferhülle (Österreich und Italien) wurden lagerstättenkundlich, mineralogisch und geochemisch bearbeitet. Als Teileinheit der Oberen Schieferhülle wurden die "Glocknerfazies" abgegrenzt, die aus der Abfolge Serpentin, Grüngestein, Kalkglimmerschiefer und Schwarzschiefer besteht. Die Kiesvererzungen konnten als ein Glied dieser Ophiolithserie eingeordnet werden. Sie sind an das geologisch Hangende der Metabasitabfolge gebunden, stellen horizontbeständige und demnach schichtkonkordante Vererzungen (Leithorizont) dar, die immer eine sedimentäre Überlagerung aufweisen.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus überwiegend Pyrit, untergeordnet Kupferkies und lokal begrenzt Magnetit und Magnetkies. Magnetit und Magnetkies sind sekundäre, metamorphe bis postkinematische Bildungen, die aus Verdrängungen von Pyrit abgeleitet werden können. Deformationsgefüge und vor allem Umkristallisationsgefüge sind verbreitet.

Die petrographischen und geochemischen Untersuchungen führten zu einer Zweiteilung der Erzvorkommen:

- Nördlich des Alpenhauptkammes bauen sich die Vererzungen aus basalen quarzitischen Reicherzbändern und Imprägnationserzen in feingebänderter chloritisch-quarzitischer Gangart auf. Ihr Nebengestein zeigt primäre Feinlamellierungen tholeiit-basaltischer Zusammensetzung (Feingebänderte Grünschiefer) und können auf Grund geochemischer Kriterien als ehemalige vulkano-sedimentäre Mischgesteine (Tuffite) angesprochen werden.
- Auf der Tauernsüdseite herrscht prasinitisches Gestein (nach der Definition von NIGGLI, 1912) vor. Die geochemischen Charakteristika

- extrem niedrige K_2O -Gehalte und niedrige Standardabweichungen aller sonstigen Elemente - ebenso wie stark korrodierte Albitblasten deuten auf einen primären, tholeiit-basaltisch zusammengesetzten porphyrischen Basalt als Ausgangsgestein hin. Die Kiesmineralisationen sind rein imprägnativ in prasinitische, stark chloritisierte Gangart eingesprenkt.

Rhythmische Schwankungen im Liegenden der Vererzung von Cr, Ni und Zn werden als mögliche Indikatoren für "eruptive Phasen" angesehen. Die hohen Cr-Werte in den Imprägnationserzen (>300ppm im Erz, <300ppm im Nebengestein) werden demgemäß als Zeichen aszendenter, synsedimentärer Vererzung gewertet. Die fehlenden Mn-Anreicherungs- und kieselensäurereichen Horizonte in Nachbarschaft der Kiesvorkommen lassen postvulkanische Erzzufuhr ausscheiden.

Die Unterscheidung in K_2O -reiche feingebänderte Grünschiefer im nördlichen Tauernfenster und K_2O -armen Prasinite im S erlauben eine Neugliederung des eugeosynklinalen penninischen Troges in axialen Bildungsbereich (Prasinite) und Randfazies (feingebänderte Grünschiefer). Diese Gliederung steht im Gegensatz zu der bisherigen, die eine undifferentierte, symmetrisch um die Zentralgneiskerne angeordnete Obere Tauern-Schieferhülle als gegeben ansieht.

Abstract

The geology, petrography and geochemistry of the kies-mineralizations in the greenstones of the "Obere Tauern-Schieferhülle" (Austria and Italy) are described. The "Glockner-facies" is regarded as a separate part of the Obere Schieferhülle; it consists of the sequence of serpentinite, greenstone, calcareous-mica-schist and

black phyllite. The kies-mineralizations can be classified as a part of the ophiolite-sequence. They are bound to the geological hanging wall of the metabasitic sequence. They can be traced horizontally and thus are stratabound (leading level) always with a sedimentary cover.

The main ore paragenesis consists of mostly pyrite, little chalcopyrite and locally a little magnetite and pyrrhotite. Magnetite and pyrrhotite are secondary, metamorphic to postkinematic mineralizations, which can be derived from displacement of pyrite. Deformation-fabrics and mostly recrystallization are common.

Petrographic and geochemic analyzing result in a division into two types of ore deposits:

- North of the main ridge of the Alps, the ore mineralizations consists of basal, quartzitic massive ore-seams and disseminated pyritic ores in thin-bedded chloritic-quartzitic gangue material. The wall-rock shows thin primary lamination of tholeiit-basaltic composition (Fein-gebänderter Grünschiefer); because of geochemical criteria it can be regarded as a former volcano-sedimentary, tuffitic rock.
- On the southern side of the Hohe Tauern, prasinitic rocks (after the definition of NIGGLI, 1912) dominate. The geochemical data - i. e. extremely low K_2O -contents and small standard-deviations of all the other elements - as well as highly corroded blasto-albites, indicate a primary, porphyric basalt with tholeiit-basaltic composition. These kies-mineralizations are only disseminated in prasinitic, highly chloritized gangue material.

Rhythmic variations of Cr, Ni and Zn in the foot wall are discussed as possible "eruptive phases". The high Cr-values in the disseminated ores (300 ppm in the ores, 300 ppm in the wall rock) are discussed as a sign of ascendant, synsedimentary ore mineralization. The lack of Mn- and silica-enriched layers exclude a postvolcanic ore mineralization.

The differentiation in K_2O -rich, thinly laminated greenschists in the northern "Tauernfenster" and in K_2O -poor prasinites in the south, permit a new classification of the eu-geosynclinal penninic trough in an axial (prasinites) and a marginal (Feingebänderte Grünschiefer) zone of formation. This classification is in contrast to the classical one which regards an undifferentiated, symmetrically around the "Zentralgneis"-cores arranged "Obere Schieferhülle" as given.

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Bis Ende der 60-iger Jahre bestanden sehr unterschiedliche Auffassungen über die Genese und das Alter der Erzvorkommen im Alpenbereich. Für die Kieslagerstätten in Metabasiten der Oberen Tauern-Schieferhülle vertrat vor allem FRIEDRICH(1933 - 1968) die Ansicht einer epigenetischen, tertiären Vererzung und stand damit im Gegensatz zu der von HEGEMANN (1942) formulierten syngenetischen Theorie. Erst SCHMID (1973) konnte mit Hilfe geochemischer Gesamtgesteinsuntersuchungen eine synsedimentäre Vererzung am Beispiel Prettau nachweisen.

Diese von SCHMID(1973) gewonnenen Ergebnisse ließen es für sinnvoll erscheinen, die übrigen Kiesvererzungen in den vergleichbaren Gesteinsserien des Tauernfensters neu zu bearbeiten. Dabei sollte im besonderen ein Vergleich der Kiesvorkommen untereinander angestellt werden. Moderne geochemische Untersuchungsmethoden, ebenso wie eine feldgeologische und petrographische Bearbeitung, sollten nachstehende Fragen zu klären versuchen:

- Position der Vererzungen im Gesamtgesteinsverband und Klärung ihrer stratigraphischen Abfolge innerhalb des Tauernfensters
- Unter der Annahme, daß es sich bei den Grüngesteinen um ehemalige Vulkanite handelt: Lassen sich verschiedene Eruptionsphasen unterscheiden (Stratigraphie der Metabasite) ?

- Welchem genetischen Typ lassen sich die Vererzungen zuordnen?

Schließlich sollten die Untersuchungen eine Zusammenstellung aller Parameter zum Ziel haben, die zur Vererzung geführt haben. Als Ergebnis dieser Arbeit wurden nicht zuletzt allgemeine Grundlagen zur Behandlung und Beurteilung von Kiesvererzungen in Metavulkaniten erwartet, wie sie nicht nur im Tauernfenster, sondern weltweit auftreten.

Die Geländearbeiten wurden in den Sommermonaten 1974 und 1975 durchgeführt. Von den in der Literatur aufgeführten etwa 130 Lokalitäten (FRIEDRICH, 1953) stellten sich jedoch nurmehr 20 Vorkommen als auffindbar bzw. als an Metabasite der Oberen Tauern-Schieferhülle gebundene Kiesvererzungen heraus. Die hohe Dichte von Kiesvorkommen im Bereich des Großarltales, sowie die dortigen guten Aufschlußverhältnisse, erlaubten eine besonders ausführliche Bearbeitung dieses Gebietes. Während hier desweiteren neueres geologisches Kartenmaterial zur Verfügung stand, mußte besonders im südlichen Tauernfenster häufig eine eigene Detailkartierung durchgeführt werden.

1.2 Regional-geologische Übersicht

Die Obere Schieferhülle, die neuerdings wieder "Glocknerdecke" (FRISCH, 1974) genannt wird, ist Bestandteil des Tauernfensters.

Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters

[nach H. VETTER, 1922/23]



Dieses bildet mit den Hohen Tauern einen 30 km breiten und vom Brenner bis zum Katschberg reichenden 160 km langen Gebirgsstreifen. In Form eines tektonischen Fensters tauchen seine penninischen Einheiten, wie sie in Anlehnung an das Penninikum der Westalpen seit TERMIER (1903) angesprochen werden, gewölbeartig unter dem ostalpinen, sicher vormesozoischen "Altkristallin" (FRANK, 1969) auf. Der unmittelbare Rahmen besteht aus unterostalpinen Deckeneinheiten (siehe Abb. 1), nämlich den mesozoischen Serien der Radtstätter Tauern und der Innsbrucker Quarzphyllitzone im N und den Altkristallinen Einheiten im S, E und W .

Der Fensterinhalt, das sogenannte Penninikum, baut sich aus den Zentralgneisen, als tiefstem Bauelement, und den Schieferhüllgesteinen auf. Nach TOLLMANN (1975) sind die Zentralgneise als Ganzes als allochthon aufzufassen. Sie setzen sich aus präpermischen Ortho- und Paragneisen (PROSSER, 1975) zusammen. (Alt-) paläozoisch zu datierende, parautochthone Gneise und Schiefer ("Altkristallin") können den Zentralgneisen auflagern oder mit ihnen verschuppt sein (FRASL , 1958; EXNER, 1964) .

Die eigentlichen Schieferhüllgesteine, untergliedert in Untere und Obere Schieferhülle, folgen im allgemeinen über den Zentralgneisen. Untere, bzw. Ältere Schieferhülle setzt sich, bezogen auf die Zentralgneise, aus autochthonen bis parautochthonen Einheiten zusammen, die altersmäßig bis ins Mesozoikum reichen. Die Obere Schieferhülle wird als mesozoische Entwicklung angesehen (FRASL, 1958; EXNER, 1964; FRISCH,

1974, 1976) und bildet die höchste penninische Decke im Tauernfenster.

1.3 Aufbau der Oberen Schieferhülle

Die Obere Schieferhülle hat in den letzten Jahren, seit FRASL's Seriergliederung (1958), größtes Interesse wegen ihrer Ophiolithanteile hervorgerufen.

Nach TOLLMANN (1975) fehlt der Oberen Schieferhülle eine kristalline Basis, dafür treten dort größere Serpentinittkörper auf. Anderer Auffassung ist hingegen EXNER (1964), der in der "Rote-Wand-Gneislamelle" das Grundgebirge sieht. Die Bündnerschiefer-Entwicklung (EXNER, 1957) der Oberen Schieferhülle, so genannt nach der entsprechenden faziellen Ausbildung in den penninischen Decken der Westalpen, umfaßt nach dem von FRASL (1958) aufgestellten Schema der Schichtfolge vom Liegenden zum Hangenden: Schwarzphyllite, mit eingestreuten Rauwacken, Quarziten und Dolomitbrekzien (ob. Trias/Jura) - Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Kalkmarmore - Prasinite, bzw. Grünschiefer und Serpentinite. Späne von Triasdolomit und - quarzit markieren die tektonische Untergrenze dieser Decke. Zwischen Schwarzphyllit- und Kalkglimmerschiefer-Abfolge sind Serpentinittkörper eingeschaltet. Eine Parallelentwicklung wird in der Brennkogelfazies gesehen (TOLLMANN, 1975), die mit ihren wichtigsten Schichtgliedern, nämlich dunklen Phylliten, Quarziten, dünnen Kalkglimmerschieferbändern und kleineren Dolomitbrekzieneinstreuungen in den Jura eingestuft wird. Im Hangenden dieser Brennkogel-Decke treten erneut Serpentinite auf.

FRANK (1969) grenzt von der Oberen Schieferhülle "im eigentlichen Sinn", charakterisiert durch die geschlossene Abfolge der Kalkglimmerschiefer und Grüngesteine, eine "erweiterte" ab; er bezieht die tektonisch überlagernden Fuscher Phyllite im mittleren Tauernfenster in diese mit ein. Bereits FRASL (1958) sieht in den Fuscher Phylliten die stratigraphische Fortsetzung der Bündnerschieferserie; und durch MOSTLER (1963) erfährt die Obere Schieferhülle eine nochmalige Erweiterung, nämlich um die Klammkalkzone. Somit reicht das mesozoische Penninikum im N bis an die Salzach-Längstalstörung (MOSTLER, 1964).

Übersicht der in der Literatur verwendeten Bezeichnungen für die höchst-penninische Deckeneinheit des Tauernfensters:

FRISCH (1974, 1976) : Glocknerdecke

Deckenbasis: Permotrias oder Wustkogelserie
Fazielle Entwicklung: "Bündner Schiefer"
gültig für westliches Tauernfenster

EXNER (1957, 1964) : Obere Schieferhülle

Deckenbasis: Rote-Gneis-Lamelle (Mallnitzer
Mulde) oder Trias (nördliches Fenster)
Fazielle Entwicklung: Mittlere Schwarzphyllitzone,
Dolomitschollen, Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-
serie, Obere Schwarzphyllitzone
gültig für mittleres und östliches Tauernfenster

TOLLMANN (1975) : Obere Schieferhülle bzw. Glocknerdecke

Deckenbasis: Serpentinite oder Triasspäne, Gneis-
lamelle von EXNER (1964) nur für Seidelwinkel-
decke mit Brennkogeljura
Fazielle Entwicklung im Sinne von EXNER und FRANK
gültig für südliches und mittleres Tauernfenster.

FRASL (1958) und : Obere Schieferhülle

FRANK (1969) Deckenbasis: Trias bzw. Serpentinite

Fazielle Entwicklung: siehe EXNER, "Obere Schieferhülle i. e. S. = Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-serie; darüber im S Matreier Zone, bzw. im N Fuscher, Schieferhülle
gültig für mittleres Tauernfenster

Die Deckennatur wird von allen Autoren vertreten. Hinsichtlich ihrer Bezeichnung gibt es jedoch, wie obige Übersicht zeigt, unterschiedliche Auffassungen.

Im Folgenden wird unter Oberer Schieferhülle nurmehr die Gesamt-abfolge der höchsten penninischen Deckeneinheit verstanden, die als Basis Trias, Wustkogelserie bzw. Serpentinite aufweist. Die spezielle Entwicklung der kalkreichen Sedimente mit mächtigen Ophiolithanteilen (Prasinite und Grünschiefer) wird im weiteren als Glocknerfazies angesprochen, da sie im Bereich des Großglockners am mächtigsten entwickelt ist.

FRISCH (1976) hat in seiner jüngsten Arbeit eine zeitliche Einordnung der verschiedenen Faziesentwicklungen in der Oberen Schieferhülle vorgestellt. Danach setzt im unteren Jura die Sedimentation von kalkfreien bis kalkarmen Serien ein, die durch die Öffnung des eugeosynklinalen, penninischen Troges ermöglicht wird. Es ist der Beginn der mächtigen Bündnerschiefer-Entwicklung. Im Verlauf des Jura folgt kalkreiche Sedimentation. Sie ist gekennzeichnet durch hohe klastische Anteile und fast

völliges Fehlen reiner Kalke. In der unteren Kreide soll nach FRISCH (1976) die erneute Ablagerung kalkarmer bis kalkfreier Sedimente eingesetzt haben. Die Ophiolithabfolge wäre hiernach in die Zeit zwischen oberen Jura und untere Kreide einzugliedern.

1.4 Vorausgegangene Arbeiten

Seit jeher spielte das Tauerngold die dominierende Rolle im alpinen Bergbau. So ist auch verständlich, warum selbst in Monographien über die "Bergbaue der Österreichischen Monarchie", wenn überhaupt, nur am Rande über Kiesbergbaue berichtet wird.

Mit NIEDERIST's "Geognostisch-bergmännischen Untersuchungen von Groß-Arl" wird im Jahre 1841 jedoch ein großartiger Anfang gemacht. Im Rahmen eines Gutachtens wird 1895 eine erste Bestandsaufnahme ("Die Resultate ...", Anonym) ehemals bedeutender Bergbaue durchgeführt. CANAVAL's Gegenschrift (1896) erlaubt einen guten Einblick in die Untersuchungskriterien, indem er vor allem eine nicht repräsentative Probennahme kritisiert. In unserem Jahrhundert veröffentlichten v. ISSER (1919) und SRBIK (1929) Kurzberichte über vergessene Schürf- und Versuchsbauten, die jedoch nie wirtschaftliches Interesse erlangt haben und bis in die jetzige Zeit keine Neuuntersuchungen veranlaßten.

Einen neuen Aufschwung brachte die Anwendung der von TERMIER (1903) publizierten Deckentheorie auf die Metallogenese in den Ostalpen.

GRANIGG (1912) beschränkt sich weitgehend bei der "Anwendung der Lehre vom Deckenbau" auf prospektorische Folgerungen. Er deutet erstmals die vermeintliche aureale Anordnung der verschiedenen Erzlagerstättentypen um die Zentralgneiskerne an. PETRASCHECK (1916 - 1945) spricht daraufhin alle Vererzungen in den Alpen als posttektonisch an. Die Zonen (Au, Fe-Cu-Mg, Pb-Zn) verkörpern demnach die verschieden weit reichenden Ausstrahlungen einer magmatischen Intrusion, die in der alpinen "Tauernkristallisation" gesehen wird. Dieser "unitaristischen" Vorstellung schlossen sich bis Anfang der 60-iger Jahre die namhaftesten österreichischen Alpengeologen, wie CLAR und vor allem FRIEDRICH (1937-1962), PETRASCHECK (1926- 1945), aber auch SCHNEIDERHÖHN (1942) an. Der einzige Widersacher war wohl SCHWINNER (1942) ;er sagt, (Zitat) "daß in der Lagerstättenlehre mit dem orthodoxen Nappismus nach TERMIER nicht viel anzufangen ist " und schließt eine präalpidische Vererzung nicht aus.

Erst 1966 übernimmt W. E. PETRASCHECK die heutige Auffassung, wonach die Mehrzahl der ostalpinen Vererzungen präalpidischen Alters und größtenteils syngenetisch entstanden seien (PREY, 1954; SCHNEIDER 1953, 1954; MAUCHER, 1954; HEGEMANN, 1966; SCHULZ, 1974; TUFAR, 1974; HÖLL & MAUCHER, 1976). Diese nun auf breiter Basis angenommene Erkenntnis wirkte sich nur auf die an paläozoische bis triassische Abfolgen gebundenen Lagerstätten in einem erneut aufgenommenen Untersuchungsprogramm aus. Unberücksichtigt blieben die Kiesvorkommen in den Grünschiefern der Oberen Schieferhülle. Hier bestand noch bis 1973 (SCHMID)

die Vorstellung, daß die Hauptvererzung epigenetisch, nämlich "unter Einwirkung von Restlösungen unter den Bedingungen der Schieferhüllen-metamorphose" (FRIEDRICH, 1936 - 1968) verursacht wurde.

1.5 Geschichtlicher Abriss des Kiesbergbaues

Die überragende Bedeutung des Goldbergbaues in den Hohen Tauern schlug sich ganz besonders in den Chroniken nieder und so kann einleitend nur dessen Entwicklung wiedergegeben werden.

Erste urkundliche Nennungen sind seit dem 8. und 9. Jahrhundert n. Chr. bekannt. Wie weit die keltischen Taurischer schon im alpinen Bergbau aktiv waren, läßt sich nicht sagen. Eine erste mittelalterliche Hochblüte beschränkt sich auf das 14. Jahrhundert. Nach dem Bauernkrieg im Salzburgerischen (1525 - 26) zeichnet sich ein erneuter Aufschwung ab. Zu Beginn des 17. Jahrhunderts kommt der Bergbau in weiten Gebieten, bedingt durch die Gegenreformation, erneut zum Erliegen. Das rasche Fortschreiten der Gletscher (seit 1570), die enorme Entwicklung der Goldproduktion nach Einführung des Amalgamationsverfahrens (ca. 1500), sowie die unverhältnismäßig hohen Abgaben an die Landesfürsten, trugen ihren Teil zur Einstellung bei. Schließlich kam noch ein Preisverfall aufgrund der ersten Rohstoffimporte aus Amerika hinzu.

Erst im 18. und 19. Jahrhundert ging es mit dem Bergbau wieder aufwärts. In diesen Zeitraum fällt die Blütezeit der Groöarler Gewerken. Es wurden hier neu bzw. wieder in Betrieb genommen: 1730 Schattbachalm,

1750 Astentofern, 1801 Aigenalm, 1810 Kreemahder. Die Bergbaue Schwarzwand, Karteis und Jagerspitzl standen bereits in Abbau (genaue Jahreszahlen sind nicht bekannt). Vom Schwarzwand-Lager wird sogar angenommen, daß es schon seit dem 12. Jahrhundert bekannt und abgebaut wurde. 1863 wurde die letzte Grube stillgelegt. Während des 1. Weltkrieges wurde lokal erneut abgebaut. Ende des letzten Krieges führte die "Studiengesellschaft Kiesbergbau" Wiederbewältigungsuntersuchungen im Gebiet Alt- und Astentofern, sowie Schwarzwand durch. Die erneute Inangriffnahme eines Abbaues scheiterte an der Gemeinde Bad Hofgastein, die den Bau einer Transportseilbahn zur nächstgelegenen Eisenbahn im Gasteinertal untersagte.

Bereits 1520 errichtete man in Hüttschlag im Großarlal eine Kupferschmelzhütte, die nur im Herbst und Frühjahr betrieben werden durfte !

Über den Bergbau an der Knappenleiten in der Zwing bei Fusch ist nur bekannt, daß zu Beginn des 16. Jahrhunderts 30 Gewerken unterhalten wurden. Von den übrigen, hier untersuchten Kiesvorkommen, existieren keine geschichtlichen Daten. Sicherlich ist ihre geringe wirtschaftliche Bedeutung -es handelt sich auch größtenteils um Schürfstollen- dafür verantwortlich.

Die Abbaumethode wurde durch die "Ferdinandeische Bergordnung" von 1553 festgelegt. Sie verhinderte einen großräumigen Ausbau und begünstigte kleine, in First und Sohle begrenzte, in die "ewige Gänge" sich erstreckende Stollenrechte.

Für das Großarler Bergbaugebiet sind in den Akten des Forstamtes Großarl für die Zeit von 1787 - 1816 eine durchschnittliche Jahresproduktion von ca. 22,4 t Cu und 51,5 t Schwefel angegeben. Insgesamt wird die Kupferproduktion auf 6500 t geschätzt. Der durchschnittliche Kupfergehalt des Erzes wird mit 1,4 % angegeben.

Verwendete Literatur: CANAVAL (1896), FRIEDRICH(1936), WIEBOLZ (1949), ERTL (1975) und eine von Herrn P. Pabinger abgefaßte und freundlicherweise überlassene Chronik über den Großarler Bergbau.

1.6 Geographische Lage der untersuchten Kiesvorkommen

Die geographische Lage der untersuchten Kiesvorkommen soll den speziellen geologisch-lagerstättenkundlichen Kapiteln vorausgeschickt werden, um dort detaillierte Positionsangaben außer acht lassen zu können.

Mit Ausnahme der Lagerstätte Prettau und dem Vorkommen Karteis sind die sonstigen Fundpunkte nur über längere Anmarschwege zu erreichen. Die steile Hangausbildung in den grüngesteinsführenden Gebieten und die hochalpine Lage der Kiesvorkommen zeigen die großen Schwierigkeiten auf, unter denen der historische Bergbau zu leiden hatte.

Geographische Lage der Kiesvorkommen:

Tal / Bundesland	Talort	Name des Fundpunktes	Höhenlage	Koordinaten (Greenwich)	Aufschluß- verhältnisse
Großarlthal/ Salzburg	Großarl	oberer Aigenbach	1960 m	47° 11,5' N 13° 9,2' E	Stollen, Halden
	Hüttschlag	Astentofern	1620-	47° 9,5' N	Halden
		Alt-Tofern	1720 m	13° 10,7 - 11,1' E	
		Schattbachalm	1620 m	47° 9,9' N 13° 12,8' E	
		Schwarzwand	1700 m	47° 9,7 - 9,5' N 13° 13,3 - 13,9' E	Stollen, Halden, über- tägig
	Karteis	Karteis/Karteisgraben	1000 - 1100 m	47° 10,25' N 13° 15,83 - 16,3' E	Stollen, über- tägig
	Stockham	Kreemahder	2080 m	47° 9,1' N 13° 19,2' E	Halde, über- tägig

Soßartal/ Izburg	Stockham	Wasserfallscharte	2200 m	47° 8,8' N 13° 19,7' E	Stollen, Halde, übertägig
		Jagerspitzl	2390 m	47° 8,9' N 13° 20,5' E	Stollen, Halde übertägig
steiner Tal/ Izburg	Bad Hofgastein	Rastözenalm	1780 m	47° 10,3' N 13° 9' E	übertägig
tschertal/ Izburg	Fusch	Knappenleiten in der Zwing, oberer Hierz- bach	1970 - 2020 m	47° 12,5' N 12° 46,2' E	Stollen, Halden, übertägig
soeres Mölltal/ Ärnten	Döllach	Kluidscharte ("Waschgang")	2500 m	46° 58,5' N 12° 58,5' E	Halden
Argental/ Sttirol	Bobojach	Bergerkogel	2150 m	46° 59,55' N 12° 23,65' E	übertägig
	Bichl/ Prägraten	Bolach	1860 - 1940 m	47° 1,7' N 12° 21,9' E	Stollen, übertägig
	Hinterbichl	Sajat	2780 m	47° 2,7' N 12° 21,1' E	übertägig

irgental/ sttirol	Hinterbichl	Dorfertal	1730 m	47° 2,3' N 12° 20,1' E	Stollen, über- tägig
			1525 m	47° 1,6' N 12° 20,1' E	übertägig
hrntal/ üdtirol	Kasern/ Prettal	"Ignatz-Sohle"	1516 m	47° 2,7' N 12° 7,1' E	Stollen, Aufbe- reitungshalde
ffitschtal/ üdtirol	St. Jakob	Pletzen, Rotes Beil	2400 - 2500 m	46° 57,6 - 57,5' N 11° 45,1 - 44,6' E	übertägig
	platz/ Kematen	Großbergtal, unterhalb Pfundersjoch	2350 m	46° 55,8' N 11° 37,5' E	übertägig

2. Geologie der Kiesvorkommen und ihrer Umgebung

Die untersuchten Kiesvorkommen liegen nach der zuvor in Kapitel 1.3 gemachten Eingrenzung alle in der Glocknerfazies, das heißt, sie sind an die Abfolge Kalkglimmerschiefer-Grüngesteine gebunden. Wohl werden daneben in der Literatur (FRIEDRICH, 1937-1958) weitere Kiesvorkommen (ca. 130) in der Oberen Schieferhülle erwähnt, die jedoch einerseits gar nicht dort liegen, keine Kiesvererzungen darstellen oder nur eine lokal größere Pyritimprägnationsdichte in Schwarzphylliten aufweisen. Da sie nicht in Zusammenhang mit den Grüngesteinsvererzungen stehen, werden sie nicht eigens hervorgehoben.

2.1 Die Kiesvorkommen im Bereich Großarlal

Die Kalkglimmerschiefer-Grüngesteinsabfolge im Großarlal und im westlich angrenzenden Gasteiner Tal wird im SW von der "mittleren Phyllitzone" (EXNER, 1957), also dem tiefsten Schichtglied der Bündnerschieferserie, unterlagert. Im tektonisch Hangenden schließt sich, in Form einer isolierten Mulde, die Abfolge der Glocknerfazies an, die im NE gegen die tektonisch überlagernden Fuscher Phyllite von einer fast E - W verlaufenden Störung (WIEBOLZ, 1949) abgeschnitten wird.

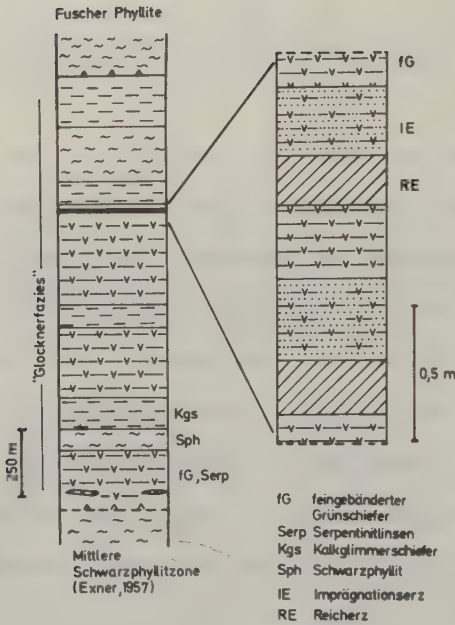


Abb. 3 Normalabfolge der Glocknerfazies, gültig für den Bereich Großarlthal.

Vulkano-sedimentäre Abfolge mit geringmächtigen Serpentinlinsen an ihrer Basis. Die Position des verzeigten Horizonts ist links in vergrößertem Maßstab wiedergegeben. Das rechte Säulenprofil zeigt den Aufbau der Vererbung.

Die Basis der Ophiolithabfolge bilden geringmächtige, nur vereinzelt austretende, linsige Serpentinlinsen und zeichnen ein NW-SE gestrecktes Muldenoval nach. Es folgt eine maximal 1000 m mächtige

Grüngesteinsserie, der 3-4 m mächtige Kalkglimmerschiefer- und geringermächtige Schwarzphyllithorizonte zwischengeschaltet sind. Zum geologisch Hangenden hin klingen die Grüngesteine aus, während dessen die Mächtigkeiten der Kalkglimmerschiefer zunehmen. Geringmächtige Quarzitphyllite und vor allem Schwarzphyllite wechsellagern hier mit den kalkreichen Sedimenten. Insgesamt ergibt sich damit für den Großarler Bereich eine vulkano-sedimentäre Abfolge (siehe Abb. 3). Die Muldenflanken stehen isoklinal zueinander. Das mittlere Streichen beträgt 90° , bei einem durchschnittlichen Einfallen von 45° . Die Muldenachse taucht mit ca. 20° nach W ab (WIEBOLZ, 1949).

Die Kiesvererzungen treten an der Grenze der sich umkehrenden Mächtigkeiten von Grüngesteinen zugunsten von Kalkglimmerschiefer auf. Sie lassen sich wie die Glieder einer Perlenkette, horizontbeständig und schichtkonkordant vom Jagerspitzl im SE, über Karteis, Aigenbachtal im NW, Rastötzenalm, Tofern, Schwarzwand zurück zur Wasserfallscharte verfolgen. Für die Vererzung bedeutet dies, daß sie schichtkonkordant an das geologisch Hangende der Grüngesteinsabfolge gebunden ist und von Sedimenten überlagert wird. Andererseits kann der vererzte Horizont als echter Leithorizont verwendet werden. Die isoklinale Muldenstruktur gibt eine Erklärung, warum die übertägig ausbeissenden Kieslager, mit Ausnahme der Lokalität Karteis, nur in höchsten Regionen zu finden sind.

Die Grüngesteine werden von den bisherigen Bearbeitern als Grünschiefer bzw. Prasinite angesprochen (STARK 1907 - 1950). Zur Unterscheidung anderer Grüngesteinstypen innerhalb der Glockner-Fazies und um das besondere, ja kennzeichnende Gefüge mitzufassen, soll im folgenden von feingebänderten Grünschiefern gesprochen werden. Es handelt sich bei den Großarler Grüngesteinen um mm-dünne Wechselfolgen von Chlorit mit Epidot und Plagioklas. Diese Bänderung stellt nicht eine durch metamorphe Prozesse verursachte "Schieferung" dar, sondern wird als primäre, vulkano-sedimentäre Feinlamellierung angesehen (siehe Kap. 3. 21).

In diesen feingebänderten Grünschiefern setzt die schichtkonkordante Kiesvererzung etwa 3-5 m im Liegenden der sedimentären Überlagerung ein. Kennzeichnend für alle Großarler Kieserzhorizonte sind scharf begrenzte quarzitisches Pyrit- (Magnetit-) Reicherzbänder, mit denen die Vererzungen eingeleitet werden. Sie unterliegen starken Mächtigkeitsschwankungen (5 - 80 cm). Über dem Reicherzband folgt in den meisten Vorkommen eine 0,5 - 2 m mächtige Kiesimprägnationszone. Ihre Gangart besteht aus einer mm-feinen Wechselabfolge von Chlorit und feinkörnigem Quarz, in die, bevorzugt an die Chlorite gebunden, hauptsächlich Pyrit eingesprengt ist.

Die Abfolge Reicherzband - Kiesimprägnationszone läßt in den meisten Fällen (Karteis, Kreemahd, Wasserfallscharte, Jagerspitzl und

Schwarzwand) auf einen weiteren Vererzungszyklus schließen.

Während das erste Reicherzband überwiegend Pyrit führt, ist bei nachfolgenden quarzitischen Reicherzbändern -außer in Karteis- hauptsächlich grobkörniger Kupferkies zu beobachten. Dieser Vererzungszyklus kann sich bis zu dreimal wiederholen.

Pyrit ist das häufigste Erzmineral. Mit ihm tritt immer Kupferkies auf, doch unterliegen seine Gehalte starken Schwankungen. Lokal kann Magnetit oder Magnetkies neben bzw. anstatt Pyrit auftreten. Allgegenwärtig ist Titanit im Nebengestein und den chloritischen Kiesimprägnationszonen.

Die besonderen tektonischen Verhältnisse machen eine Zweiteilung der Großarler Kiesvorkommen sinnvoll. Dachziegelartige, S-vergente Verschuppung kennzeichnen die westliche Muldenflanke. Östlich des Großarler Baches herrscht ruhige Lagerung vor. In den folgenden beiden Abschnitten werden diese Unterschiede detaillierter herausgearbeitet.

2.11 Die Kiesvorkommen auf der Ostseite des Großarltales (Karteis, Kreemahd, Wasserfallscharte, Jagerspitzl)

Die östlich des Großarltales gelegenen Kiesvorkommen lassen sich auf Grund der ruhigen Lagerungsverhältnisse von Karteis aus, über

die Kreemahder bis zum Jagerspitzl horizontbeständig verfolgen. Innerhalb der nicht vererzten Grüngesteinshorizonte können verschiedentlich engbegrenzte, intensiv spezial gefältelte Bereiche auftreten. EXNER (1957) sieht hierin Zeichen großräumiger Tektonik, die sich jedoch vor allem im Mikrobereich in Form von Fältelungen und Feinboudinierungen äußert. Wirr verfaltete Bereiche, die eng begrenzt sind und nur in feingebänderten Grünschiefern auftreten, werden als submarine Rutschungen angesehen. Ein Zusammenhang zu einer großräumigen Tektonik ist nicht zu erkennen.

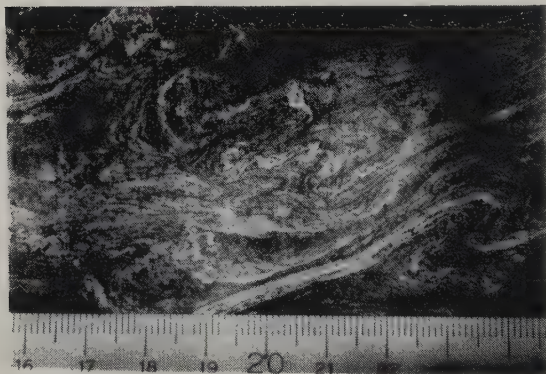


Abb. 4 : Primärverfalteter, feingebänderter Grünschiefer

Durch submarine Rutschungen verursachte Primärverfaltung von feingebändertem Grünschiefer. Lokalität Karteisgraben, an der neuen Fahrstraße Richtung Tappenkarsee.

Es fehlen Anzeichen für Schichtwiederholungen, wie sie EXNER (1957) beschreibt, da ansonsten ein wiederholtes Auftreten der Kieshorizonte, wie es im westlichen Großarlal ausgezeichnet zu beobachten ist, zu verzeichnen sein müßte. Keinesfalls können die rhythmischen Wiederholungen von quarzitischen Reicherzbändern und Kiesimprägnationen in den Karteiser Vorkommen als solche angesehen werden. Verfaltungen, Boudinierung oder Scherflächen fehlen. Einzig eine jünger als die Faltungstektonik anzusetzende Bruchtektonik kann Vererzung sowie Nebengestein um cm- bis m-Beträge vertikal verworfen haben.

Nach SE macht sich besonders im Bereich der Vererzungen die Eingengung der Großarler Mulde zwischen Zentralgneis im S und Radstädter Tauern bemerkbar. Zwischen Wasserfallscharte und Jagerspitzl treffen die beiden Muldenflanken zusammen. Eine Zuordnung zu dem jeweiligen Muldenflügel ist unmöglich.

Es treten hier, als Zeichen erhöhter Druckbedingungen, Boudinierungen der quarzitischen Reicherzbänder ebenso wie Erz- und Quarzmobilisationen auf. Das Vorkommen an der Wasserfallscharte zeigt eine starke, auf lokale Umlagerungsprozesse zurückzuführende Verquarzung (siehe Kap. 3. 121), die sich auf die vererzten Partien beschränkt. Im Jagerspitzl-Lager ist im Liegend-Reicherzband ein ausgeprägtes Deformationsgefüge einerseits, sowie Umwandlungen von Pyrit in Magnetit andererseits, zu beobachten. (siehe Kap. 3. 1)

Das zweite, boudinierte quarzitisches Erzband, mit weit geringeren Pyritgehalten, läßt Mobilisation und Rekristallisation von Quarz, sowie Mobilisation von Kupferkies erkennen. Letzterer ist an der Grenze Quarzknaurn / Chloritschiefer in bis zu cm-großen Butzen wieder auskristallisiert. Diese Kupferkiesreicherzbander können lokal Cu-Gehalte bis zu 12 Gew.-% erreichen, bei Mächtigkeiten zwischen 5 - 20 cm.

2.12 Die Kiesvorkommen im westlichen Großarlal (Aigenbachtal, Tofern, Schattbachalm, Schwarzwand)

Die Kiesvorkommen auf der Westseite des Großarltales liegen mit Ausnahme der Vererzung im Aigenbachtal im Liegendflügel der nach SSW überkippten Mulde der "Gaißkarkopf-Frauenkogel-Synklinale" (EXNER, 1957). An ihrer Hangendflanke liegt das Aigenbachvorkommen. Im westlichen Muldentheil, bei der Rastötzenalm, läßt sich das Erzband weiterverfolgen, taucht südöstlich vom Rauchkogel wieder auf, zieht unterhalb des Gamskarkogels zur Toferer Scharte und bildet südlich der Harbach-Hochalm die Lager von Asten- und Alt-Tofern. Von hier verläuft es weiter über den Arapp Kopf-Grat, Schattbachalm zum Schwarzwandlager. In diesem letzten Abschnitt ist es jedoch nur punktuell zu verfolgen.

Das Kennzeichnende des westlichen Muldenteils ist die enge, dachziegelartige Verschuppung und die im dm-Bereich zu beobachtende isoklinale Kleinfältelung. So kommt es im Schwarzwand-Lager zu einer 5 maligen Wiederholung des Erzhorizontes. Diese Verschuppung geht besonders gut aus den Ulmenrissen von NIEDERIST (1841) und den schematischen Darstellungen von WIEBOLZ (1949) hervor.

Es dominieren kiesimprägnierte Lagen, die 1 - 2 m Mächtigkeit erreichen. Im geologisch Liegenden wird die Vererzung mit dünnen, schnell auskeilenden Magnetit-Pyrit-Reicherzbändern eingeleitet. Den darüber folgenden Kiesimprägnationshorizonten sind boudinierte, teils sterile, teils Kupferkiesbutzen führende Quarzknuern, zwischengeschaltet. Das Verhalten der Gesamtvererzung im Streichen ist von ausgeprägt linsigem Charakter. Im Liegenden setzt feingebänderter Grünschiefer, wie er bereits von der östlichen Talseite her bekannt ist, ein. Über den Kieslagern folgen jedoch zuerst Chloritschiefer, die im weiteren Verlauf in schieferige, Albitblasten führende Grängesteine übergehen.

Die Haldenbeprobungen bei der Schattbachalm und von Alt- und Asten-Tofern (verfallene Grubenbauten) lassen auf eine Gleichartigkeit der Vererzung mit den Schwarzwandlagern schließen. Im weiteren Verlauf nach NW äußert sich der vererzte Horizont häufig nur durch eine erhöhte Fe-Hydroxid-Führung. Östlich der Rastötzenalm trifft man allerdings wieder das quarzitisches Reicherzband, jedoch ohne begleitende Kiesimprägnationszone, an.

Das bereits im östlichen Muldenteil gelegene Aigenbachvorkommen zeigt eine intensive Kleinfältelung von Erz und Nebengestein. Es unterscheidet sich von fast allen Großarlser Vorkommen - mit Ausnahme des Wasserfallscharte-Lagers - in der ausgeprägten Verkieselung des Erzhorizontes. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß Quarz auf Grund erhöhter Scher- und Druckbedingungen mobilisiert wurde, was zu Sprüngen und Kornlängungen führte. Gleichzeitig konnte Magnetkies auf Kosten von Pyrit sich neu bilden (siehe Kap. 3. 115 und 3. 13) .

Vorweggenommen sei, daß die gefügekundlichen und erzmikroskopischen Beobachtungen (siehe Kap. 3) im Aigenbachlager, die von EXNER (1957) gemachten feldgeologischen Befunde betreffend einer intensiven Durchbewegung im Gebiet der Laderdinger Gamskarl Spitze, bestätigen.

2.3 Die Kiesvorkommen im Bereich Fusch - Heiligenblut (Glocknergebiet)

Im Norden des Tauernfensters setzt sich der Grünschieferzug vom Großarlal aus über das Gasteiner-, Rauriser-, Wolfbach- und Fuschertal weiter nach W fort. Seine Gesamtmächtigkeit unterliegt sehr starken Schwankungen.

Das Kiesvorkommen im oberen Hierzbach, westlich von Fusch, findet sich in der nach S ausklingenden Grünschieferabfolge. Auffällig ist die

geringe Mächtigkeit (wenige 100 m) der steil isoklinal, S-vergent gefalteten Metabasitserie. Nach S schließen sich eintönige Kalkglimmerschiefer an und bilden eine durchgehende N - S - Verbindung der Oberen Schieferhülle. Analog dem im Großarlal aufgestellten Abfolgen-schema wird hier auf eine inverse Lagerung geschlossen, da zum tektonisch Hangenden hin die Grüngesteinsmächtigkeiten zunehmen.

Das Kieslager ist an einen schwach geschieferten, mm-große Albitblasten führenden Grüngesteinstyp gebunden. Petrographisch, wie geochemisch (siehe Kap. 3, 4), weist dieser Gesteinstyp deutliche Unterschiede zu dem feingebänderten Typ auf und wird desweiteren als Prasinit angesprochen, entsprechend der von NIGGLI (1912) neu-gefaßten Definition.

Die Vererzung setzt sich aus zwei Pyritreicherzhorizonten von nur 10 - 15 cm Mächtigkeit und einer Kiesimprägnationszone zusammen. Eine Beurteilung der genauen geologischen Lage ist schwierig. Es kann jedoch von der östlich gelegenen Lorenzrinne auf das Knappenleiten-Vorkommen in soweit gefolgert werden, daß die Vererzung den Muldenkern einer nur wenige 10er Meter mächtigen Mulde bildet. Nach W läßt sich die Kiesmineralisation bis ins Kapruner Tal verfolgen.

Weitere Kiesvorkommen in der Glocknerfazies treten erst wieder südlich des Alpenhauptkammes auf. In der nach SE auskeilenden Oberen

Schieferhülle, begrenzt von Sonnblick-Zentralgneis im NE und dem Altkristallin der Schober-Sadnig-Kreuzeck-Gruppe im S, befindet sich der "Waschgang" an der Kluidscharte. Auf die EXNER'sche Sonnblick-Gneislamelle IV (1964) folgt eine Kalkglimmerschiefer-Schwarzphyllit-Wechselabfolge, die von 10er Meter mächtigen Grüngesteinshorizonten und schließlich wieder von Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit überlagert wird.

Die Anlage des Stollenmundloches an der Kluidscharte deutet darauf hin, daß die Kiesvererzung an das tektonisch (entsprechend geologisch) hangendste Grüngesteinsband, wenige Meter unterhalb der Kalkglimmerschieferüberdeckung, gebunden ist. Eine Störung schneidet das Kieslager nach W ab. Nur auf Grund der Haldenproben kann auf eine schichtkonkordante, ausgeprägt lagige Vererzung geschlossen werden. Das Erz besteht hauptsächlich aus Pyrit, daneben treten Kupferkies und in Spuren Magnetit, bevorzugt in quarzitischer Matrix, auf. Das Nebengestein gleicht dem feingebänderten Grüngesteinstyp, der allerdings reichlich Albitsprossungen zeigt.

In der südlich der Bündnerschieferabfolge tektonisch auflagernden Matreier Schuppenzone befindet sich, ca. 5km SE der Kluidscharte das ehemals wirtschaftlich bedeutende Bergbaurevier von Großfragant. Die Kiesvererzungen sind ebenso wie in der Glocknerfazies an Grüngesteine gebunden. Es handelt sich wiederum um Imprägnations- und "Derberze", mit Mächtigkeiten von 0,5 - 2 m (ROCHATA, 1878),

von linsigem und schichtkonkordantem Charakter (PREY, 1964).

Daneben erwähnt PREY eine weitere Vererzung, die allerdings im Altkristallin der Sadniggruppe liegt. An Erzmineralen treten wiederum vorherrschend Pyrit und Kupferkies auf.

Die Kiesvererzungen in den Grüngesteinen zeigen auffallende Ähnlichkeiten zu den in der Oberen Schieferhülle gelegenen Vorkommen. Ihre geologische Umgebung weicht mit dem Bretterichmarmor von der Glocknerfazies ab. PREY (1964) sieht jedoch in den teils feingebänderten Grüngesteinen, mit Übergängen zu Kalkglimmerschiefern, den unterlagernden Schwarzphylliten, eine normale Bündnerschieferentwicklung, die allerdings mit Altkristallin und unterostalpinen Einheiten verschuppt ist. Die vorherrschenden penninischen Elemente veranlassen PREY (mündliche Mitteilung, 1975) sinnvollerweise statt von einer unterostalpinen Einheit, vielmehr von Oberer Schieferhülle mit eingeschuppten unter- und oberostalpinen Anteilen zu sprechen.

2.4 Die Kiesvorkommen im Bereich Virgental

Die Obere Schieferhülle umläuft im S den Granatspitz-Zentralgneiskern und setzt sich, erst eingeengt, dann, bei Matrei/Osttirol, wieder stark anschwellend, nach W fort. Im N des Virgentalles erreicht die Grüngesteinsabfolge mit zwischengeschalteten Kalkglimmerschiefern eine Mächtigkeit von über 2 km. Nach S schließen sich Kalkglimmerschiefer mit Schwarzphylliteinschaltungen an. Letzterer von SENARCLENS-GRANCY

(1972) als "Matreier Glanzschiefer" angesprochener Gesteinstyp, nimmt an Mächtigkeit nach S zu und leitet in die "Matreier Zone" über. Sie setzt sich aus mächtigen Grüngesteinszügen, geringmächtigen Serizit-schiefer- und Quarzithorizonten, Kalkglimmerschiefern, Kalkmarmoren, und Dolomiten, und endlich an der Hangendgrenze der Schuppenzone gegen das Altkristallin der Defregger Alpen aus Serpentinittkörpern unterschiedlicher Mächtigkeiten zusammen. Das durchschnittliche Streichen beträgt 78° , bei einem mittleren Einfallen von 66° nach SSE.

Im N, gegen den Venediger-Zentralgneiskern, wird die Obere Schieferhülle von Gesteinen der altkristallinen Serie (Paragneise mit Amphibolit- und Serpentiniteinschaltungen) und paläozoischen Glimmerschiefern (SCHMIDEGG, 1961) unterlagert. Es schließt sich nach S karbonatische Trias mit Quarziten an. Diese bilden die Deckenbasis der Oberen Schieferhülle. Weiter im S streichen Glimmerschiefer der Unteren Schieferhülle in die höchstpenninischen Einheiten hinein, worauf ein weiteres Mal die Triasbasis mit der geschlossenen Bündnerschieferentwicklung folgt. SCHMIDEGG (1961) leitet daraus eine Verschuppung von Oberer und Unterer Schieferhülle ab.

Den geologischen Karten von SCHARBERT (1954) und SCHMIDEGG (1961) ist eine Abnahme der Verschuppungsintensität nach S hin zu entnehmen. Wohl ist eine Abgrenzung von Teilschuppen äußerst schwierig, doch läßt

sich damit ein mehrmaliges Auftreten des Vererzungshorizontes befriedigend erklären.

Der nördlichste Kiesimprägnationshorizont setzt in unmittelbarer Nähe des "Dorfertaler" Serpentinittkörpers ein. Ein Reicherzband fehlt diesem Vorkommen, jedoch verläuft im tektonisch Liegenden, parallel zur Vererzung, ein 15 cm dickes erzfreies Quarzitband. Die kiesimprägnierte Zone schwankt in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und einem Meter. Zwei Erzhorizonte, die schlierige dm- bis 10er Meter lange Erzlinsen bilden, werden von schwach geschiefertem, albitblastenreichem Prasinit begrenzt. Nach E läßt sich dieser Kieshorizont horizontal beständig über die Lokalität Sajat weiterverfolgen. Der Erztyp ändert sich nicht im Streichen.

Nach S, dem tektonisch Hangenden, schließt sich Kalkglimmerschiefer, in Wechsellagerung mit Grüngesteinen an. Im weiteren Verlauf nehmen die Grüngesteinsmächtigkeiten erneut zu, bis in Höhe der Lokalität Bolach wieder eine Umkehrung zugunsten von Kalkglimmerschiefer eintritt. Die Vererzung setzt wenige Meter im tektonisch Liegenden des Kontaktes Prasinit/Kalkglimmerschiefer mit cm-dicken Kiesschnüren ein. In östlicher Fortsetzung schwillt die vererzte Mächtigkeit auf über 5 m an, die jedoch durch eine intensive Isoklinalverfaltung im Meterbereich verursacht wird.

Die Vererzung baut sich aus quarzitischen Reicherz und einer Kies-imprägnationszone mit prasinitischer Gangart auf. Gegen die Kalk-glimmerschiefer-Überdeckung nimmt die Erzführung ab. Es ergibt sich, dem Aufbau im Großarlal folgend, hieraus eine Normalabfolge.

Der unmittelbare Vergleich der beiden beschriebenen Erzzüge im Bereich des Virgentales läßt sich nicht ohne weiteres durchführen.

Übersichtstabelle der Vererzungstypen:

primärer Charakter	Typlokalität	sekundärer Charakter	Typlokalität
pyritisch-quarzitisches Reicherz	Karteis	Magnetit-Pyrit-Reicherz-band	Schwarzwand
		kupferkiesführende Quarzlagen	Jagerspitzl
pyritische Kiesimprägnationen in feingebänderter Gangart	Karteis	stark verkieselte Imprägnationszone, Magnetkies-führend	Aigenbach
pyritische Kiesimprägnationen in prasinitischer Gangart	Dorfertal-Sajat-Zug	Magnetit-Pyrit-Imprägnationserze	Bolach, Prettau

Zur Unterscheidung von Primär- und Sekundärcharakter tragen, neben Mineralbestand, auch Gefügemerkmale bei. So zeichnet sich der Primärcharakter durch die hauptsächlichliche Präsenz von einschlußführenden Pyriten (Generation I), mit untergeordneten Magnetitgehalten, sowie geringen Mobilisationen, aus. Der Sekundärcharakter äußert sich durch ein Anwachsen des Magnetitgehaltes zum Hauptgemengteil, hochgradige Umkristallisation, Rekristallisation und vor allem Mobilisation, sowie dem Auftreten von Magnetkies. (siehe Kap. 3).

Mineralparagenetisch bestehen Unterschiede. So steht im Bolachlager die Magnetitführung im Vordergrund, im Dorfertal-Sajatzug fehlt sie gänzlich. Zusätzlich sei auf die offensichtlich überkippte Lagerung des Sajatzuges gegenüber der normalen Abfolge im Bolachzug hingewiesen. Eine primär angelegte Wiederholung der Vererzung scheidet auf Grund der bisher gemachten Beobachtungen aus. Vielmehr sollte die Verschuppung und Verfaltung als der Verursacher des wiederholt auftretenden Kieshorizontes angesehen werden. Die reichliche Magnetitführung im Bolachlager steht, wie bereits bei den Großarler Vorkommen gezeigt werden konnte (siehe Übersichtstabelle auf der vorigen Seite), in ursächlichem Zusammenhang mit der hier zu beobachtenden intensiven Verfaltung.

Auf der S-Seite des Virgentales geht die Kalkglimmerschieferabfolge der Glocknerfazies in die "Matreier Schuppenzone" über. Eine tektonische Grenze läßt sich nicht ziehen. Diese von SENARCLENS-GRANCY (1972) nur faziell abgegrenzte Matreier Zone entspricht vielmehr einer komprimierten Bündnerschieferabfolge. Unterschiede bestehen insofern, als Kalkmarmor- und Dolomitbänke auftreten und das Grüngestein dem feingebänderten "Großarler-Typ" gleicht.

Es sei erwähnt, daß ein dritter Vererzungshorizont innerhalb der Matreier-Zone, wiederum an der Grenze gegen mächtiger werdende Kalkglimmerschiefer, in Normalabfolge, auftritt. Die Erzführung entspricht mit seinen

Pyritimprägationen in Chloritschiefer dem Dorfertal-Sajat-Zug. Im Streichen ist dieser Kieshorizont nach W, sowie nach E, mehrere km weit zu verfolgen.

2.5 Kiesvorkommen im Bereich Ahrntal, Südtirol

In der weiteren Fortsetzung nach W keilen die Grüngesteine der Glocknerfazies im Bereich des Umbaltales aus. Die Gesteine der Unteren Schieferhülle biegen gegen das Ahrntal mit steil nach W einfallender Achse nach N um (SCHMIDEGG, 1961). Sie tauchen unter die Obere Schieferhülle ab und keilen gleichzeitig gegen den Zentralgneis aus. Hingegen bilden die Kalkglimmerschiefer der Bündnerschieferabfolge eine S-förmige Schlinge und streichen weiter entlang dem unteren Ahrntal. In der Umbiegungszone resultiert eine enorme Mächtigkeitszunahme der Grüngesteine (östlich von Prettau). Die südlichsten Gesteinsserien sind nicht mehr in die Biegung miteinbezogen.

In den nordwestlichen, mit Kalkglimmerschiefern wechsellagernden Grüngesteinen, treten die mächtigen Kiesvererzungen von Prettau/Kasern auf. SCHMID (1973) folgert aus geochemischen Daten auf eine überkippte Lagerung der Bündnerschieferabfolge, was auf Grund der im Großarlal gemachten Beobachtungen bestätigt werden kann: Im geologisch Hangenden nehmen jeweils die Kalkglimmerschiefermächtigkeiten zu, während die Grüngesteine ausklingen. Die Basis der Glocknerfazies wird wiederum von Triaskalken, Dolomiten und Serpentinikörpern gebildet.

SCHMIDEGG (1961) folgend ist im Bereich der Lagerstätte eine Verschuppung und Verfaltung anzunehmen.

Die Vererzung im Prettau Lager baut sich im N aus Kiesimprägnationshorizonten, mit Pyrit als Hauptgemengteil, auf, wie sie bereits vom Dorfertal-Sajat-Zug bekannt ist. Wenig mehr als 100 m südlich folgt in prasinitischer Gangart die Hauptvererzung. Sie erreicht eine aufgeschlossene Mächtigkeit von 50 - 60 m (SCHMID, 1973). Hier handelt es sich größtenteils um "diffuse Imprägnationen" von Pyrit und Kupferkies. Lokal treten auch schichtkonkordante, linsenförmige Erzkörper auf. Ob Reicherzbänder in Prettau vorhanden sind, kann nicht angegeben werden. Ihre Anwesenheit ist jedoch nicht auszuschließen. Es werden nämlich von derzeit nicht mehr befahrbaren Grubenteilen reiche Pyrit-Magnetit-Erzpartien erwähnt (DI COLBERTALDO & LEONARDELLI, 1963), die nach den Erkenntnissen vom Bolachlager, im Virgental die angesprochenen Reicherzbänder sein könnten.

2.6 Kiesvorkommen im Bereich des Pfitschtales, Südtirol

Die westlichsten Kiesvorkommen in Grüngesteinen der Glocknerfazies treten an der N-Seite des Zillertaler Zentralgneiskernes, im Pfitschtal, auf. Kalkglimmerschiefer und vor allem Grüngesteine liegen in Form einer großräumigen Mulde vor, deren Kern isoklinal, südvergent verfaltet ist (RIETZLER, 1976; WAGNER, 1976). Die Basis der Glocknerfazies

zeigt verschuppte Anteile von prasinitischen Grüngesteinen, Kalkglimmerschiefern und der unterlagernden "Wustkogelserie" - einem Äquivalent zu den Triasschollen im östlichen Tauernfenster. Erhöhte Metamorphosebedingungen und die damit zusammenhängende unterschiedliche Gesteinsausbildung führen hier zu einer gewissen Schwierigkeit bei der Parallelisierung mit bisherigen Serien. Die von BAGGIO (1969) angegebene Normalabfolge : Kalkglimmerschiefer mit graphitischen Beimengungen , Marmorzwischenlagen, Serpentinite (untergeordnet), Grüngesteine, überlagert von Quarziten, Kalkglimmerschiefern und schließlich Schwarzphylliten , kann jedoch mit der Bündnerschieferentwicklung im mittleren Tauernfenster parallelisiert werden.

Die Kiesvererzungen im oberen Großbergtal und am Pletzen sind an Prasinite gebunden. Pyrit und geringe Kupferkiesanteile sind entsprechend der Prettaufer Hauptvererzung imprägnativ in das Grüngestein eingesprengt (VIERNSTEIN, 1976). Die vererzte Mächtigkeit unterliegt starken Schwankungen (wenige cm bis 1m). Nach den Profildarstellungen von RIETZLER (1976) scheint die Hangendposition der Vererzung innerhalb der Gesamtabfolge gegeben zu sein.

3. Mikroskopische Untersuchungen

Für die mikroskopischen Untersuchungen wurden 105 Anschliffe und

133 Dünnschliffe angefertigt. Die dafür verwendeten Proben decken sich mit den geochemischen Probenahmepunkten.

3.1 Mineralogie der Erzvorkommen

Die Minerale und ihre Gefüge im Bereich der Erzvorkommen werden gemeinsam für alle untersuchten Lokalitäten in Reihenfolge ihrer Häufigkeiten besprochen. Im Anschluß werden für die unterschiedenen Erztypen Gefügebesonderheiten und Paragenesen zusammengefaßt.

3.11 Einzelbeschreibung der Minerale

3.111 Pyrit

Pyrit ist das mengenmäßig häufigste Erzmineral. Seine Korngröße zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom Vererzungsgrad. Bei geringen Pyritgehalten liegen die mittleren Durchmesser zwischen 30 - 100 μm und können bei hochgradiger Vererzung bis über 3mm erreichen. Auffallend sind jedoch in letzterem Falle große Körnungsunterschiede. In gleicher Weise verändert sich die Kornform. Kleine Individuen, sowie frei in Gangart gewachsene größere Pyrite, sind meist idiomorph (nach (100) und (210)) bis hybidiomorph ausgebildet. Enge Verwachsungen, wie in den Reicherzbändern, führen zu xenomorpher Kornform.

Die paragenetische Zusammensetzung und vor allem der Mobilisationsgrad, beeinflussen in sehr starkem Maße das Wachstumsverhalten von Pyrit. So ist idiomorphe Ausbildung auf feinkörnige chloritische und quarzreiche Matrix (betrifft die Imprägnationserze) beschränkt. Die Pyrite in Vergesellschaftung mit grobblättrigen Chloriten zeigen buchtige bis gezackte Kornränder. In den verschiedenartigen Kornausbildungen werden allerdings keine Anzeichen für Unterscheidungsmerkmale von Primär- und Sekundärbestandteilen gesehen.

Bei rein quarzitischen Gangart (Reicherzbänder) treten hauptsächlich rundliche Pyrite auf. Dies ist einerseits auf die vorherrschend dichte Verwachsung zurückzuführen, die sich als Pflastergefüge bzw. Deformationsgefüge äußert, andererseits wird eine korrodierende Wirkung von Quarz im Rahmen der Umkristallisation angenommen (siehe Abb. 5)

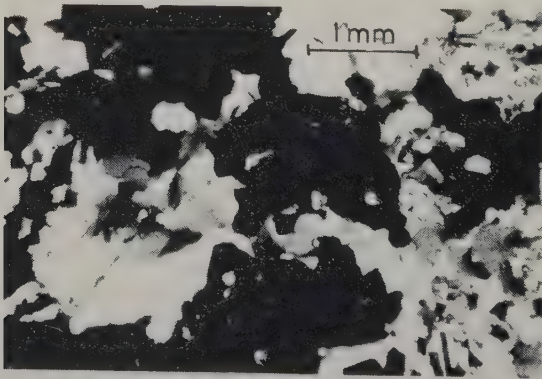


Abb. 5 : Reicherz mit quarzitischer Matrix

Das Erz (schwarz) ist in feinkörnig rekristallisierte Quarzmatrix eingesprengt. Seine ausgeprägt buchtigen Kornränder werden auf korrosive Wirkung des Quarzes während der Umkristallisation zurückgeführt. Ka-I-7. Dünnschliff. Luft, gekreuzt Pol.

Eine Besonderheit stellen die Pyrite des Dorfertal-Sajat-Zuges dar. Sie sind extrem gelängt und schieferungsparallel eingeregelt und zeigen deutliche Anisotropie. Diese Pyrite zeichnet zusätzlich eine intensive

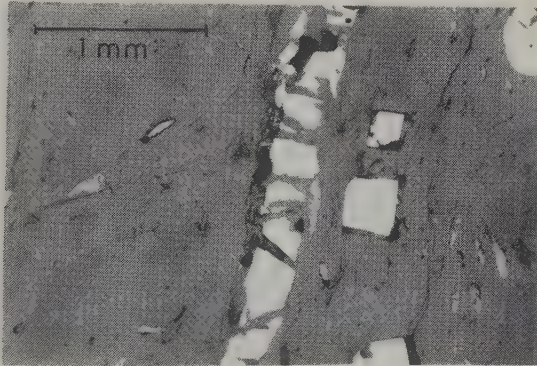


Abb. 6 : S-parallel eingeregelttes Pyritkorn, das kataklastisch zerbrochen ist (Pyritgeneration I) . Daneben befinden sich in der Gangart idiomorphe Pyrite (Generation II). Ebenfalls schieferungsparallel eingeregelt sind feine Titanitspindeln (hellgrau) .

Dr-I-A, Anschliff, Luft, parall. Pol.

kataklastische Rissbildung aus. Die Risse können mehrere μm breit und von Silikat wieder verheilt sein (Abb. 6) .

Allgemein zeigt sich Kataklaste in gering vererzten Partien hauptsächlich an großen Individuen, und hier besonders an Kornrändern. Insgesamt ist sie dort nicht sehr ausgeprägt. Massive Erze (Schwarzwand-Reicherzband) weisen hingegen ausgeprägte Deformationsgefüge auf. Es bestehen überwiegend Bereiche mit völlig zerbrochenen Pyriten (Rekristallisation kann

nicht ausgeschlossen werden, in denen ründliche Pyritblasten schwimmen (Abb. 7)

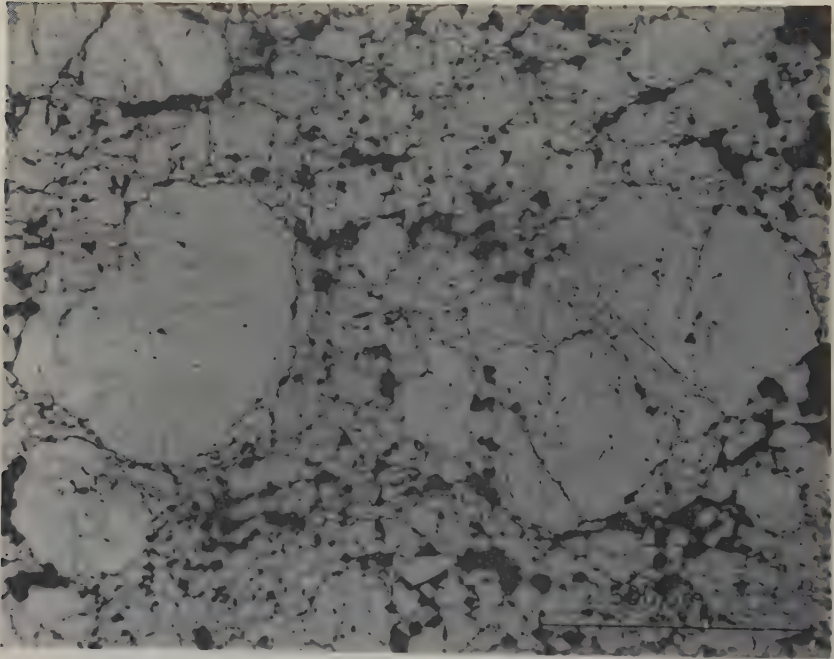


Abb. 7 : Deformationsgefüge eines massiven Pyriterzes

Stark deformiertes, massives Pyriterz in dem ründliche, nicht deformierte Pyrite schwimmen. Die fehlenden Fremdeinschlüsse in den feinkörnigen Pyriten lassen nach ANGER (1971) auf Umkristallisation schließen, während die Pyritblasten auf Grund ihrer Kupferkieseinschlüsse Primärcharakter aufweisen.

Die verschiedenartigen Kornformen, in Verbindung mit den unterschiedlichen Pyritgehalten, spiegeln das differenzierte Verhalten auf gerichteten

Druck wieder. So ist bei geringen Pyritgehalten ein teilweise plastisches Verhalten der Körner zu beobachten, das eine Auslängung parallel dem Schieferungs-S zur Folge hat (VOKES, 1969). Eine hohe Pyritimprägnationsdichte führt zum Teil zu Deformation und damit kataklastischem Zerbrechen der Pyrite, verbunden mit Sprossungen und Boudinierungen der Blasten (Abb. 7) und Rekristallisation ihrer Umgebung, wie sie besonders bei den Reicherzen auftreten kann. Häufiger ist allerdings die vollständige Umkristallisation der Pyrite. Es resultieren typische Pflastergefüge.

In den Pyriten sind Einschlüsse häufig zu beobachten. Rundliche, μm -feine Kupferkiese (siehe Kap. 3. 112) scheinen vor allem in größeren Individuen aufzutreten. Kennzeichnend sind aber insbesondere Gangarteinschlüsse (Abb. 8). Ihre Feinheit erlaubt keine Mineralansprache. Gehäuft treten

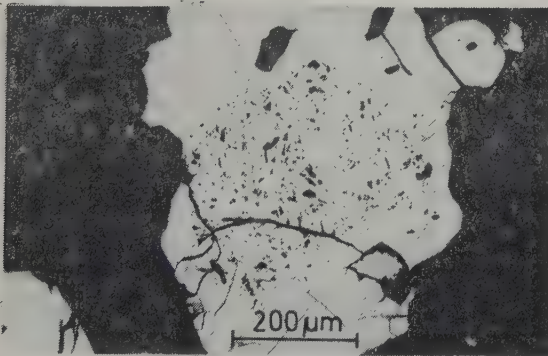


Abb. 8 : Pyrit mit zentral angeordneten Gangart- und Zinkblendeeinschlüssen, die Idiomorphie nach (100) nachzeichnen. Die buchtigen bis gezackten Kornränder rühren von der korrosiven Wirkung der Gangart her.
Scha-I-2, Anschliff, Öl, parall. Pol.

diese Fremdeinschlüsse in Pyriten auf, die in feinblättrige, chloritische Gangart eingesprengt sind. Diese Pyrite zeigen meist korrodierte Kornränder. Den mit quarzitischer oder grobblättrig chloritischer Matrix vergesellschafteten Pyriten fehlen zumeist Gangarteinschlüsse. Nach ANGER (1971) handelt es sich bei den einschluffreien Pyriten um umkristallisierte Pyrite, die eine Kornreinigung ("Selbstreinigung") durchgemacht haben, indem die Einschlüsse auf die äußeren Kornsäume und im weiteren Stadium völlig verdrängt wurden.

Die Einschlüsse führenden Pyrite können demnach als älteste Generation (I) angesehen werden. Für diese fällt eine hauptsächliche Beschränkung in feinkörniger Gangart auf. Diese möglicherweise primäre Pyritgeneration kann ebenfalls in Form von Pyritblasten noch in Reicherzen auftreten (Abb. 7). Die einzigen Hinweise hierfür werden in den rundlich korrodierten Kupferkiesrelikten gesehen (Abb. 9).

Mit zunehmender Erzimprägnationsdichte kann anhand des Reinigungsgrades der Pyrite (ANGER, 1971) auf eine fortgeschrittene Umkristallisation geschlossen werden. Die einschluffreien Pyrite sind demnach jünger und als Pyritgeneration II aufzufassen. In diesem Zusammenhang sei auf die Abhängigkeit der Umkristallisations- und Mobilisationsfreudigkeit von dem Erzgehalt hingewiesen. Die Feinkörnigkeit von Erzmineralen und Gangart in geringvererzten Partien spiegeln den wahrscheinlichen Primärcharakter wieder, während Reicherze sich durch hochgradige Sprossung und Umkristallisation der Mineralphasen auszeichnen.

3.112 Kupferkies

Kupferkies ist ein weit verbreiteter Nebengemengteil. In Reicherzen und stark durchbewegten Erzpartien kann er Gehalte im Prozentbereich erreichen.

Wie zuvor schon beschrieben, sind rundliche bis schlierige Einschlüsse (10 - 40 μm) in Pyritblasten sehr verbreitet (Abb. 9).

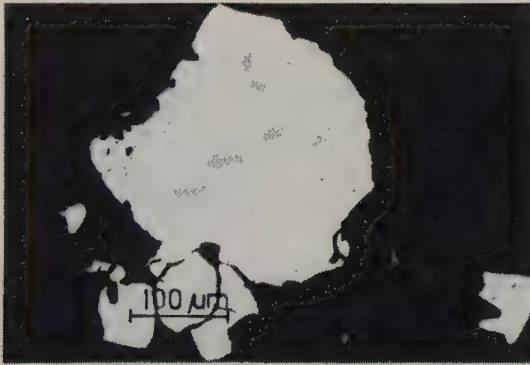


Abb. 9: Korrodierte Kupferkieseinschlüsse (hellgrau) in von Gangart korrodiertem Pyritkorn (weiß)
To-II-3, Anschliff, Öl, parall. Pol.

Die häufigere Erscheinungsform von Kupferkies sind lappige Aggregate in Zwickelpositionen. Eine besondere Kornbindung besteht zu Pyrit, aber auch Magnetit und Magnetkies, die bis zur vollständigen Umsäumung dieser Erzphasen führen kann (Abb. 10).

Primär ist sicherlich der größte Kupferkiesanteil in Form von Einschlüssen an Pyrit gebunden gewesen. Seine hohe Mobilität führte im

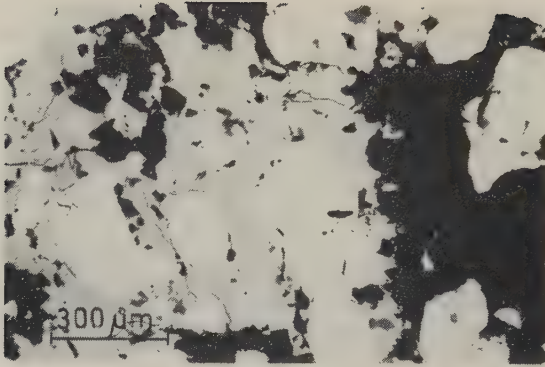


Abb. 10 : Rundliche Pyrite (hellweiß) werden von Kupferkies (hellgrau) umsäumt. Magnetit (dunkelgrau) und Gangart (schwarz) treten als weitere Einschlüsse in sekundär mobilisiertem Kupferkies auf.

Wa-I-2, Anschliff, Luft, parall. Pol.

Rahmen der Umkristallisation zur Abwanderung aus den Wirtsmineralen und rekristallisierte überwiegend in deren Nachbarschaft, woraus eine gewisse Cu-Konzentrierung auf Grund metamorpher Prozesse resultiert. Erzpartien, die eine gerichtete Druckbeanspruchung erfahren haben (Dorfertal-Lager) zeigen die Platznahme von Kupferkies im Schieferungs-S oder im Druckschatten von z. B. ausgelängten Pyriten.

Im Kupferkies können als Einschlüsse Silikate, sowie rundlich oder schlierig korrodierte Zinkblendekörner beobachtet werden. Letzteren sind möglicherweise als ehemalige Entmischungszinkblendes zu deuten.

3.113 Magnetit

In den meisten Kiesvorkommen spielt Magnetit eine untergeordnete Rolle. Er zeigt eine bevorzugte Bindung an Reicherze. So sitzt er bei eng verwachsenen Pyriterzen in den Zwickeln, mit xenomorpher Ausbildung. In Gangart eingesprengt ist die Kornform hybidiomorph bis idiomorph. Die Korngröße schwankt zwischen 20 μm und mehreren mm.

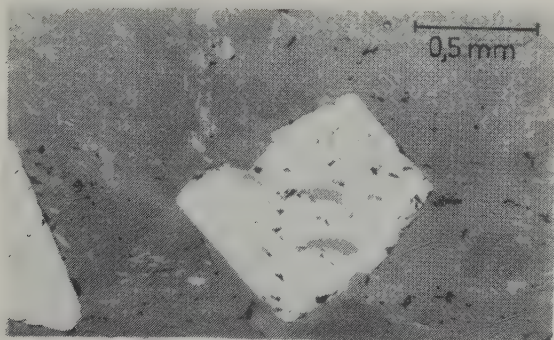


Abb. 11: Idiomorphe Magnetitkörner mit Gangarteinschlüssen in S-paralleler Orientierung. Daraus läßt sich eine sekundäre Bildung dieser Magnetite ableiten.

Bo-II-9, Anschliff, Luft, parall. Pol.

Fremdeinschlüsse sind sehr verbreitet. Neben Gangart (Titanitspindeln) können feinstkörnige Pyrite und Kupferkies eingeschlossen sein.

Für die Titaniteinschlüsse kann eine primäre Ilmenit-Entmischung in Magnetit (Titanomagnetit) nicht angenommen werden. Vielmehr ist Titanit

ein typischer Hauptgemengteil des Nebengesteins. Die durchwegs zu beobachtende S-parallele Orientierung der Titanitspindeln, auch innerhalb der Magnetite (Abb. 11) , ebenso wie die konkaven Korrosionsbuchten dieser eingeschlossenen Titanite, untermauern diese Annahme. Für die primäre Entstehung der Magnetite bestehen gleichfalls keinerlei Anzeichen. Der reine Grauton dieser Magnetite läßt nicht auf erhöhten Ti-Einbau schließen.

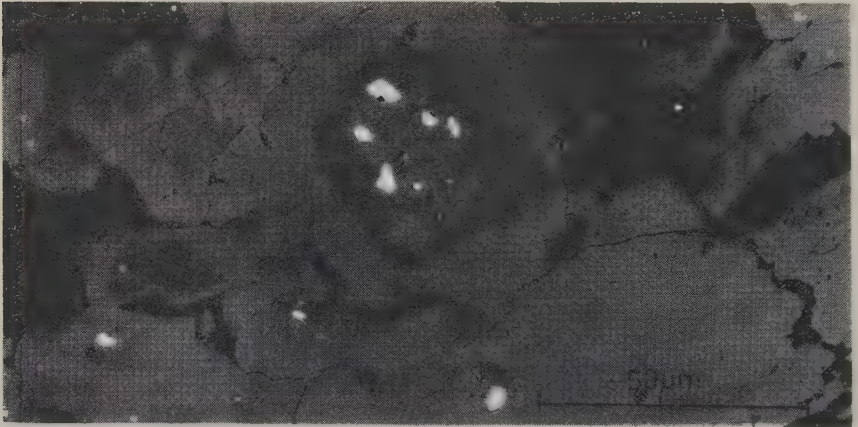


Abb. 12 : Magnetitkorn mit Pyriteinschlüssen (weiß)

Die rundlichen Pyriteinschlüsse sind zentral im Magnetit angeordnet. Um diese Pyrite kann ein etwas dunkelgrauerer Bereich erkannt werden. Dieser Hof zeichnet idiomorphe Umrissse nach. Daraus läßt sich eine Verdrängung von Pyrit durch Magnetit nach (100) oder (210) ableiten. Sch-VII-EB, Anschliff, Öl, schräger Analys.

Vielmehr kann seine sekundäre, aller Voraussicht nach postmetamorphe Bildung, in vielen Schritten verfolgt werden. Meist können jedoch nur noch

1 - 100 μm große Sulfideinschlüsse, die hofartig in der Kornmitte des Magnetits angeordnet sind, beobachtet werden. Um diese Einschlüsse fällt meist ein dunkelgrauer Hof auf, der idiomorphe Grenzen aufweisen kann. Hierbei handelt es sich um die pseudomorphe Verdrängung von Pyrit nach (100) oder (210). (siehe Abb. 12) Gegen den Magnetitkornrand schließt sich eine hellgraue Zone an. Mikrosondenmessungen ergaben für den dunkelgrauen Bereich um die Pyriteinschlüsse erniedrigte Fe-Werte, die zum Kornrand mit seinem heller grauen Saum ansteigen (Abb. 13).

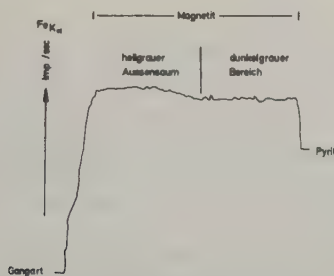


Abb. 13 : Mikrosonden-Scanning für $\text{Fe}_{K\alpha}$ über ein Magnetitkorn

Das Scanning erfaßt den Bereich Pyriteinschluß (rechts), dunkelgrauer Bereich und daran anschließenden hellgrauen Außensaum. In dem dunkelgrauen Hof um den Pyriteinschluß ist ein geringerer Fe-Gehalt als in den Kornrand nahen Bereichen des Magnetits meßbar. Dieser mikroskopisch erkennbare (siehe Abb. 12) und chemisch sich äußernde Zonarbau wird auf Oxidationsunterschiede im Magnetit zurückgeführt, die post kinematisch sich ereignet haben.

Probe Sch-VII-EB

Schwefel zeigt keine meßbaren Konzentrationsunterschiede. Diese "Magnetitisierung" setzt bevorzugt an Korngrenzen ein. Hiervon betroffen sind nur Partien fein- bis mittelkörniger Pyrite. Pyritblasten bleiben davon unberührt (siehe Abb. 7). Lokal können auf diese Weise ganze Magnetitlagen entstanden sein (siehe auch Kap. 3. 13).

3. 114 Ti- Minerale

Das häufigste Ti-Mineral ist Titanit. Es bildet in den Imprägnationserzen, sowie im basischen Nebengestein, einen wichtigen Mineralbestandteil; fehlt jedoch in den Reicherzen.

Titanit tritt bevorzugt in Spindelform auf, weniger häufig ist die idiomorphe Kornform zu beobachten. Im Kern der Titanitspindeln sieht man oft fein disperse Flecken. Innenreflexe, ebenso wie ein erhöhtes Reflexionsvermögen gegenüber Titanit, sowie eine deutliche Anisotropie, lassen auf Rutil schließen. Optisch ähnlicher Rutil bildet in Imprägnationserzen und in feingebänderten Grünschiefern feinste "Lagen". Es handelt sich hierbei um Mobilisationen auf den Schieferungsflächen.

3. 115 Magnetkies

Magnetkies kommt im allgemeinen nur in Spuren vor. Lediglich im Aigenbachlager tritt er an die Stelle des sonst vorherrschenden Pyrits. Er ist hier schieferungsparallel ausgelängt und mit Kupferkies, sowie

Zinkblende vergesellschaftet. Erhöhte Durchbewegung, die sich in Spezialfältelung und Silifizierung äußert, sind kennzeichnend für seine petrogenetische Position. Die für starke mechanische Beanspruchung typische Zerknitterungslamellierung von Magnetkies (RAMDOHR, 1975) konnte nicht beobachtet werden. Andererseits fehlen Entmischungskörper, die als Hinweis für hochtemperierte Bildungsbedingungen gewertet werden könnten. Gegen eine primäre Magnetkiesbildung spricht andererseits sein alleiniges Auftreten in dem stark tektonisierten Gebiet der Laderdinger Gamskarlspitze (Aigenbachlager); gerade hier sollten die bereits erwähnten, durch Translation entstehenden Erscheinungsbilder vorhanden sein. Die petrographischen Befunde werden vielmehr als Indiz für seine metamorphe, also sekundäre Bildung gedeutet, wobei der primär vorhandene Pyrit vollständig in Magnetkies umgewandelt wurde.

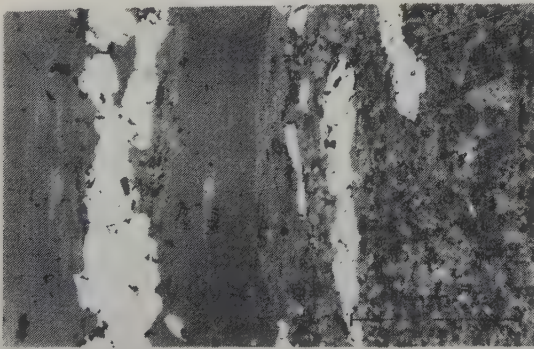


Abb. 14: Schieferungsparallele Platznahme von Magnetkies (weiß)

Die Magnetkieskörner zeigen S-parallel ausgelängte Kornformen. Das Fehlen von Pyrit in Vergesellschaftung mit Magnetkies läßt auf eine sekundäre Entstehung aus Pyrit schließen. Zerknitterungslamellierungen fehlen. Ai-II-2, Anschliff, Luft, parall. Pol.

Diese Mineralneubildung mußte während der tektonisch verursachten, metamorphen Bedingungen abgelaufen sein, die zu einer schieferungsparallelen Platznahme führte (siehe Abb. 14; sowie Kap. 3. 13).

Unter den postmetamorphen, retrograden Bedingungen ist Magnetkies nicht stabil. Von Rissen und vom Kornrand ausgehend, setzen skelettartige, orientierte Umwandlungen ein, das sog. "Zwischenprodukt" nach RAMDOHR (1975), die gegen Magnetkies einen schwärzlichen Saum zeigen.

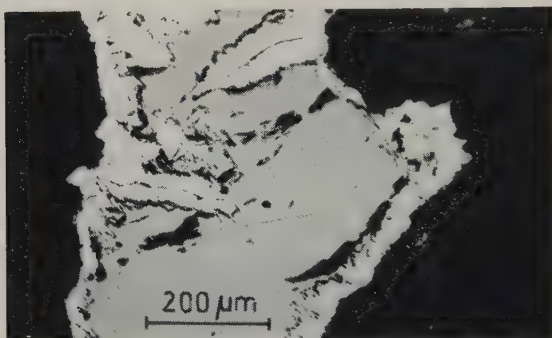


Abb. 15: Umwandlungserscheinungen in Magnetkies (grau)

Von den Kornrändern, sowie von Rissen ausgehend, setzen skelettartige, orientierte Umwandlungen (weiß) ein. An dem Kontakt zu unzersetztem Magnetkies kommt es zur Abscheidung des "Zwischenproduktes" (RAMDOHR, 1975). Dem Reflexionsvermögen nach bilden sich aus Magnetkies Markasit und schließlich der unter den retrograden Bedingungen stabile Pyrit.

Ai-II-3, Anschliff, Öl, schräger Analys.

Das Umwandlungsprodukt weist schwache Anisotropie auf, gleicht im Reflexionsvermögen dem Pyrit und ist nach RAMDOHR Markasit (Abb. 15). Andererseits treten "birds eye"-Strukturen auf, die im Kern noch aus Markasit bestehen, randlich aber bereits in Pyrit umkristallisiert sind. Das "Zwischenprodukt" zeichnet die bekannten Strukturen nach.

Spurenhaftes Auftreten von Magnetkies konnte im Dorfertal-Sajat-Zug und im Bolachvorkommen vorgefunden werden. Es handelt sich um 30 - 50 μm große Körner, die wiederum mit Kupferkies verwachsen, in Pyrit eingeschlossen sind. Sie zeigen deutliche Korrosionsbuchten gegen ihr Wirtsmineral. Dieses nur sporadische Auftreten von Magnetkies wird mit einer nicht genügend hohen Durchbewegung bzw. Metamorphose erklärt. In diesem Stadium konnten nur Magnetkieskeime sich bilden; es kam nicht zu einer vollständigen Verdrängung von Pyrit. Während der abklingenden Metamorphose wurden die neugebildeten Magnetkieskeime von Pyrit wieder weitgehend verdrängt.

Andererseits darf sicherlich eine primäre Bildung für diese Vorkommen (Dorfertal-Sajat-Zug und Bolachlager) nicht völlig ausgeschlossen werden, besonders unter dem Hinblick, daß die Vererzungen in den Prasiniten in ehemaligen Basalten als in-situ-Vererzungen vorzustellen sind.

3.116 Mn - Phasen

Nur im Bolachlager treten bis über 300 μm große, länglich gefächerte, grauviolette Körner in Verwachsung mit Magnetit, Pyrit und Gangart auf.

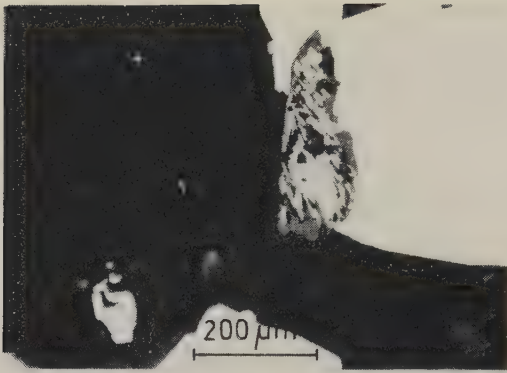


Abb. 16: Nicht bestimmbare Mn-Phasen in inniger Verwachsung(hellgrau und dunkelgrau), an Pyrit angrenzend (weiß)

Die dunkelgraue Mn-Phase verdrängt das hellgraue Manganmineral. Der angrenzende Pyrit wiederum zeigt Korrosionsbuchten gegen die dunkelgraue Mn-Phase.

Bo-II-12, Anschliff, Öl, parall. Pol.

Meist werden sie von einem, dem Titanit im Reflexionsvermögen entsprechenden, 3 - 6 µm messenden Saum umgeben.

Die grau violetten Körner weisen Bireflexion, von der Schnittlage abhängige Anisotropie, aber keine Innenreflexe auf. Dieses Mineral kann myrmekitisch mit dem meist umsäumenden Mineral verwachsen sein. Letzteres zeichnet sich durch weißliche, alles überstrahlende Innenreflexe aus.

Die graue Mineralphase kann die grau violette Phase vollständig verdrängen. (siehe Abb. 16) Teilweise existieren auch Einschlüsse beider Minerale in Pyrit, wo gegen das Wirtsmineral konvexe Korrosionsbuchten zu beobachten sind. Mikrosondenanalysen lassen auf oxidische Mn-Fe-Minerale (Spinell)

schließen. Doch die optischen Daten widersprechen dem. Eine exakte Mineralansprache ist im Augenblick nicht möglich.

3.117 Akzessorien

Zinkblende ist mengenmäßig das wichtigste Spurenmineral. Sie tritt am häufigsten in Reicherzen auf, und zwar in Form rundlicher, schließer, korrodierter Einschlüsse in Pyrit und Kupferkies. Die rötlich-braunen Innenreflexe deuten einen hohen Fe-Gehalt an. Es wird angenommen, daß es sich um primäre Entmischungen handelt, die infolge Sammelkristallisation die rundlichen Kornformen erlangten.

Einmalige Beobachtungen sind ein Hämatit- und ein Bleiglanz-Einschluß in Pyrit.

Ebenso einmalig ist der Fund einer Cubanitlamelle in Kupferkies. Den Angaben RAMDOHR's (1975) zufolge, zeigt sein Vorhandensein "daß die Temperatur einmalig über ca. 250°C gelegen haben muß". Diese Cubanit-führende Erzprobe entstammt dem Bolachlager, für das bereits im Kap. 3.115 die mögliche primäre Magnetkiesbildung angedeutet wurde. In diesem Zusammenhang kann das Auftreten von Cubanit jedoch nicht als Hinweis für eine hochtemperierte Vererzung gewertet werden, da die Gesteine der Oberen Tauernschieferhülle in Grünschieferfazies vorliegen und dementsprechend Temperaturen von über 250°C erreicht worden sind.

3.118 Verwitterungsmineralisationen

Die sekundären Umwandlungen von Magnetkies in Markasit und Pyrit wurden bereits erwähnt.

In Cu-reichen Proben aus oberflächennahen Aufschlüssen kann um Kupferkies herum fein verteilter Covellin auftreten.

Verbreitet sind ferner Pyritverwitterungen in Brauneisen.

3.12 Erztypen.

Es lassen sich zwei Erztypen, a) quarzitisches Reicherz (Reicherzbänder vom Typ Großarl) und b) Imprägnationserz auf Grund der unterschiedlichen Gangartminerale und Vererzungsintensitäten unterscheiden (siehe auch Übersichtstabelle S.). Der Reicherztyp, definiert nach seiner rein quarzitischen Gangart, beschränkt sich auf die Vorkommen im nördlichen Tauernfenster. Für das Bolachlager und die Prettau Lagerstätte wurden im geologischen Teil (Kap. 2.4, 2.5) ebenfalls Reicherze angeführt, die sich durch eine hochgradige Vererzung mit erheblichen freien Quarzanteilen auszeichnen, daneben aber weitere Gangartgemengteile führen und daher als Spezialfall "Magnetit-Pyrit-Reicherz" abgehandelt werden. In den feingebänderten Grünschiefern, als auch in den Prasiniten tritt jedoch der Imprägnationstyp auf.

3.121 Quarzitischer Reicherztyp

Der quarzitische Reicherztyp ist gekennzeichnet durch sein regelloses Gefüge und seine fast monomineralische Gangart (Abb. 17), die in Spuren feine Muskowitblättchen führen kann. Quarz zeigt unterschiedliche Körnungen; einerseits mm-große, xenomorphe, verzahnt verwachsene Körner, sowie feinkörnige ($100\text{ }\mu\text{m}$) Rekristallisate, die sich um die gröberkörnigen Partien scharen. Die Korngrößen der Erzminerale verhalten sich entsprechend.

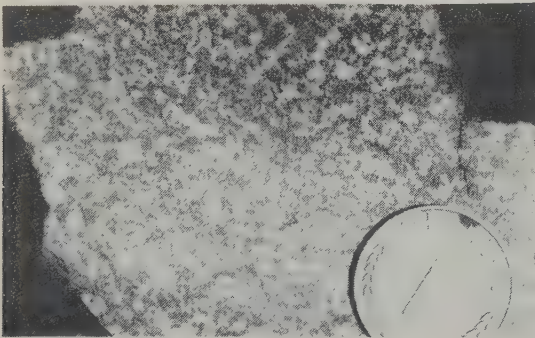


Abb. 17: Quarzitisches Reicherz

Kennzeichnend für quarzitische Reicherze sind regellose Gefüge. Der bedeutendste Gemengteil ist Pyrit (dunkelgrau), der diffus in die quarzitische Matrix (hell) eingesprengt ist.

Ka-I-7, Handstück

Im weiteren ist für die Erzminerale der quarzitischen Reicherze die außerordentliche Einschlusarmut kennzeichnend. Als einzige Einschlusminerale

können μm -feine Zinkblende- und Kupferkieskörner auftreten. Gangart-
einschlüsse fehlen jedoch gänzlich. Das pflasterartige Gefüge deutet be-
reits auf eine hochgradige Umkristallisation hin. Nach ANGER (1971)
können ebenso die silikatifreien Pyrite als Anzeichen metamorpher Um-
bildungen angesehen werden. Diese "gereinigten" Pyrite beschränken
sich aber alleine auf das feinkörnige Rekristallinat (Pyritgeneration II).
Hingegen weisen die Pyritblasten (Generation I) Sulfideinschlüsse auf. Die
Umkristallisation erfaßte demnach nicht die Blasten.

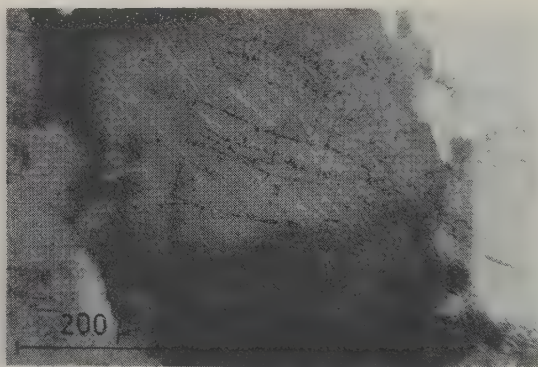


Abb. 18: "Böhm'sche Streifung" in Quarz

Die Böhm'sche Streifung (helle, diagonal NW - SE verlaufende Streifen)
ist bevorzugt in grobkörnigen, innig miteinander verwachsenen Quarz-
körnern zu beobachten. Sie zeigt nach TRÖGER (1967) erhöhte, ge-
richtete Druckbedingungen an, wie sein Auftreten in intensiv verfalteten
Bereichen bestätigt.

Sch-XI-d, Dünnschliff, Luft, gekreuzte Pol.

In Gebieten intensiver Verfaltung (z. B. Schwarzwand) kann eine Boudinierung der Pyritblasten beobachtet werden; die Quarze reagierten mit Ausbildung der "Böhm'schen Streifung" (TRÖGER, 1967) (Abb. 18). Kataklastische Risse in den Randpartien der Pyritblasten weisen im weiteren darauf hin, daß die Beanspruchung die Umkristallisation überdauert haben muß.

Die in den pyritischen Reicherzen durchwegs zu beobachtende Magnetitführung ist auf die feinkörnigen rekristallisierten Bereiche beschränkt. Bevorzugt sind Zwickelpositionen in dichtem Pyritrekristallinat (siehe Abb. 7). Wie bereits ausgeführt wurde, bildet sich Magnetit auf Kosten von Pyrit. Daraus ergibt sich für die "Magnetitisierung" einerseits eine möglicherweise reine postkinematische Oxidation, andererseits könnte auch eine mehrphasige Beanspruchung bzw. Metamorphose für seine Bildung in Betracht gezogen werden (siehe auch Kap. 3. 13).

Für die genetische Diskussion der scharf begrenzten pyritischen Reicherzbänder kann eine großräumige, metamorphe Stoffmobilisation von seiten der mikroskopischen Befunde ausgeschlossen werden. Doch sind lokale, auf das Erzband beschränkte Mobilisationen, wie sie für Kupferkies in Erscheinung treten, nachweisbar. Insgesamt deuten die Gefügebilder auf eine primäre Vererzung. Infolge einer metamorphen Überprägung erfolgte eine hochgradige Umkristallisation.

Pyritische Reicherze weisen Pyritgehalte zwischen 20 und 74 Vol-% auf, Gangart 80 - 25 % und Kupferkies 0,1 - 6 %.

Innerhalb der Reicherze stellen die mit Kupferkies stark angereicherten Lagen einen Spezialfall dar und sind auf die Vorkommen Schwarzwand, Tofern, Kreemahd und Jagerspitzl beschränkt. Die Kupferkiesgehalte erreichen hier 9-26 Vol-%. Kupferkies tritt bevorzugt auf Quarzkorngrenzen, aber auch am Kontakt der stark boudinierten Quarzlagen gegen umhüllenden, kiesimprägnierten Chloritschiefer auf. Die grobkörnigen Quarze zeigen ausgeprägte "Böhm'sche Streifung" und können nach TRÖGER(1967) als Anzeichen gerichteten Drucks gewertet werden. In diesem Zusammenhang ist auch die sekundär bedingte hohe Mobilisation von Kupferkies zu sehen. Eine allein anzunehmende Mobilisation von Kupfer kann jedoch nicht für die hier auftretenden überdurchschnittlichen Cu-Gehalte (bis 12 Gew. - % Cu) verantwortlich gemacht werden. Erhöhte Werte treten zusätzlich auch in den angrenzenden Kiesimprägnationslagen auf. Es wird daher angenommen, daß es sich in diesen Fällen (Schwarzwand, Tofern, Kreemahd und Jagerspitzl) um primäre Cu-reichere Vererzungen handelt.

3.122 Magnetit-Pyrit - Reicherz

Die Magnetit-Pyrit-Reicherze führen Magnetit als Hauptgemengteil und beschränken sich auf die Vorkommen Schwarzwand, Hierzbach, Bolach und Prettau. Sie zeigen dort eine enge Bindung an intensiv verfaltete Bereiche.

Ihre Bildung ist, wie bereits ausführlich beschrieben wurde (siehe Kap. 3. 113, 3. 121), zweifellos sekundär. Einerseits kann auf Grund ihrer Lokalisierung auf einen Zusammenhang der "Magnetitisierung" mit tektonischen und metamorphen Ereignissen hingewiesen werden, doch könnte, wie später noch diskutiert werden soll, von seiten der physiko-chemischen Zustandsbedingungen auch eine alleinige postkinematische Pyritumwandlung in Magnetit in Betracht gezogen werden (Kap. 3. 13).

3. 123 Imprägnationstyp

Die Imprägnationserze sind schichtkonkordant über den quarzitischen Reicherzbändern angeordnet. Sie zeichnen sich gegenüber diesen durch schwankende und erheblich geringere Erzgehalte aus. Chloritische Gangart dominiert mit 80 - 95 Vol. -% (Abb. 19). Pyrit ist das wichtigste Erzmineral und erreicht Gehalte zwischen 2 und 15 Vol. -%. Als Nebengemengteil tritt Kupferkies auf.

Die Imprägnationserze sind entsprechend den in ihrem geologischen Verband auftretenden Nebengesteinen zu unterteilen in Imprägnationserze in feingebänderter und in prasinitischer Gangart.

3. 1231 Imprägnationserze in feingebänderter Gangart

Gleich dem feingebänderten Nebengestein ist dieser Vererzungstyp auf die Großarler und mit Einschränkung auf das Kluidscharte-Vorkommen

beschränkt. Makroskopisch fällt bereits eine mm-feine Wechsellagerung von Chlorit und Quarz auf. U. d. M. zeigt sich eine Vergesellschaftung von Albit, $\pm$ Muskowit, Titanit, Epidot und vorallem Chlorit. Die Erzminerale sind imprägnativ eingesprengt. Bei erhöhten Pyritgehalten kann jedoch feinkörniger Pyrit in quarzitischer Matrix auftreten, wobei die Mineral-korngrenze Chlorit/Quarz bevorzugt wird. Hieraus ergibt sich ein weiteres wichtiges Kriterium für die Imprägnationserze in feingebänderter Gangart, nämlich eine strenge Bindung an Chlorit (siehe Abb. 19).

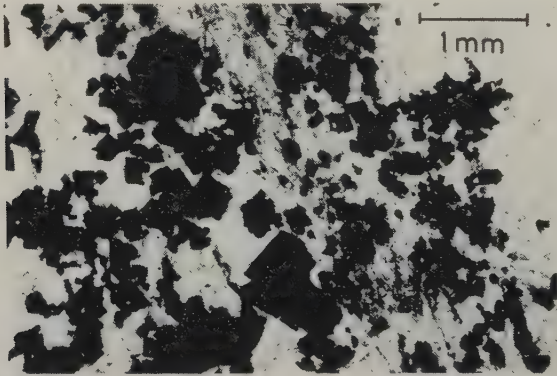


Abb. 19: Imprägnationserz in feingebänderter Gangart

Mittel- bis feinkörnige Pyritimprägnationen, die eine ausgeprägte Bindung an das Matrixmineral Chlorit (blaßgrau) zeigen. Die Gangart- (weiß und blaßgrau) und Erzminerale (schwarz) sind nicht umkristallisiert und geben den vermutlich primären Charakter wieder.

Sch-VII-H, Dünnschliff, Luft, parall. Pol.

Das wichtigste Gangartmineral, Chlorit, ist in erzarmen Partien feinblättrig ausgebildet und meist mit feinen Muskowitschüppchen vergesellschaftet. In erzreichen Lagen hingegen herrscht grobblättriger Chlorit vor. Gleichzeitig nimmt der Quarzanteil erheblich zu. Die grobkörnige Erzphase zeigt eine deutliche Bindung an die Lagen gesprosseter Chlorite. Feinkörniger Pyrit dagegen bevorzugt feinkörnige, chloritische und quarzitische Matrix.

Bei erhöhten Muskowitgehalten in den Chloritlagen fällt auf, daß um Erzimprägnationen ein etwa 10 μm breiter Muskowit-freier Saum besteht. Muskowit reagiert demnach empfindlich auf überhöhtes Fe-Angebot; daher ist in gesprossenen, bzw. mobilisierten Bereichen auch kein Muskowit zu finden.

Die Erzphasen, die aus Pyrit, Kupferkies und untergeordnet Magnetit, bestehen, zeigen eine hohe Neigung zur Idiomorphie. Gegen grobblättrigen Chlorit können gezackte Kornränder auftreten. Hieraus wird eine gleichzeitige Sprossung von Erz und Gangart abgeleitet. Die Quarzlagen bilden zusammen mit der Erzphase ein rekristallisiertes Gefüge.

Kupferkies hingegen weist mit seinen lappigen Kornformen auf jüngeres Mobilisat in den Quarzlagen hin. Zumeist verbleibt jedoch Kupferkies in Pyrit. Im Zusammenhang mit der Umkristallisation und Rekristallisation der Quarzlagen wird auch eine geringe Mobilisation von Pyrit angenommen, die zu einer häufig zu beobachtenden Pyritausscheidung an Chlorit/Quarz-Grenzen führte. Auffällig ist die bevorzugte Platznahme

der Pyrite in chloritischer Matrix.

Die eingangs vorgenommene Miteinbeziehung des Kluidscharte-Vorkommens liegt in der gleichfalls streng lagigen Vererzung begründet. Unterschiedlich ist die Bänderung von Quarz und Chlorit im cm-Bereich, sowie der hohe Anteil gesprosster Albite, die teilweise die Bänderung überdecken. Die Kiesmineralisation tritt im Grenzbereich der Chlorit/Quarz-Lagen auf. Sie zeigt sogar eine ausgeprägte Bindung an diese Mineralgrenze. Der zentrale Bereich der Quarzlagen ist erzfrei. Neben Pyrit tritt Magnetit bis zu 4,3 Vol-% auf.

Insgesamt ergibt sich für erzreiche Partien eine tiefgreifende Umkristallisation, verbunden mit Pyrit- und Kupferkiesmobilisationen, lokalen Magnetitneubildungen, sowie Chlorit-, Epidot- und teilweise Albitsprossungen, die somit typische metamorphe Gefüge widerspiegeln. Das Primärgefüge hingegen ist in erzarmen Bereichen erhalten geblieben.

3.1232 Imprägnationserze in prasinitischer Gangart

Den Imprägnationserzen in prasinitischer Gangart fehlt eine feintrhythmische Wechselabfolge. Wohl ist Chlorit die Gangarthauptkomponente, wodurch sich ein gut ausgebildetes schiefriges Gefüge ergibt. Es verwundert daher auch nicht, S-parallel ausgelängte Pyrite zu beobachten. Doch spiegelt die Erzverteilung innerhalb der Gangart einen regellosen

Charakter wieder. Erst im Aufschluß ergibt sich eine lagige Gesamtvererzung.

Umkristallisation und Mobilisation äußert sich wie bei den Großarler Vorkommen. Die Erzgehalte entsprechen sich ebenso.

Der an prasinitische Gangart gebundene Erztyp beschränkt sich auf die Vorkommen im Virgental, die Lagerstätte Prettau und die Pfitschtaler Vererzungen. Das Hierzbachlager zeigt wohl prasinitisches Nebengestein, nimmt jedoch wegen dem Vorhandensein von Reicherzbändern eine Zwischenstellung von "Großarler"- und "Tauern-Süd"- Vererzungstyp ein.

3.13 Einfluß der Metamorphose auf die Erzparagenesen

In den vorangegangenen Kapiteln wurde ausführlich auf die Gefügeänderungen, die Anzeichen für Umkristallisation und Mobilisation, sowie unterschiedliche Mineralzusammensetzungen eingegangen. Diese sind Ausdruck verschieden starker Durchbewegung und sich ändernder Metamorphose. Zusammenfassend lassen sich folgende charakteristische Erzparagenesen den verschiedenen tektonischen Gegebenheiten zuordnen:

1. ruhige Lagerungsverhältnisse (Beispiel Karteis)

Erzparagenese: Pyrit, Kupferkies als Einschlüsse in Pyrit,
spurenhafte Auftreten von Magnetit in
Zwickeln (nur im Reicherz)

Gangart: fein- bis grobblättriger Chlorit, Muskowit,
feinkörniger Quarz

2. verschuppte Erzhorizonte (Beispiel Schwarzwand)

Erzparagenese: Pyrit, Kupferkies als Einschlüsse und in Zwickelposition, lagenweise "Magnetitisierung" von pyritischem Reicherz, mit relikthischen Sulfideinschlüssen

Gangart: grobblättriger Chlorit, Muskowit, Quarz mit "Böhm'scher Streifung"

3. boudinierte Erzlager (Beispiel Wasserfallscharte, Aigenbach)

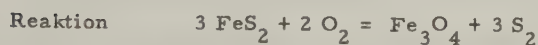
Erzparagenese: Pyrit (anisotrop und korrodiert), intergranularer Kupferkies, Magnetit, Magnetkies (nur Aigenbach)

Gangart: fein- bis grobkörniger Quarz, ("Böhm'sche Streifung") Verkieselung der vererzten Partien; Boudinierung im Makrobereich; Chlorit, Muskowit, Epidot; Boudinierung im Mikrobereich.

Mit zunehmender Durchbewegung, charakterisiert durch die tektonischen Verhältnisse (siehe obige Auflistung), steigt die Neigung zur Magnetitisierung, zur Verkieselung, Mobilisation und Boudinierung. Sie gipfelt in der Präsenz von Magnetkies.

Gleiche Beobachtungen schilderte BACHINSKI (1976) von Kieslagerstätten der Notre Dame Bay in Neufundland. Die Mineralassoziation Pyrit + Magnetit und Pyrit + Magnetit + Magnetkies wird dort allerdings alleine auf thermische Regionalmetamorphose zurückgeführt, unter Annahme einer isochemischen Metamorphose.

Betreffend der Koexistenz von Pyrit und Magnetit ist anhand der Berechnungen von BARNES (1961, zitiert bei SCHRÖCKE, 1973) festzustellen, daß das Stabilitätsfeld von Pyrit mit zunehmender Temperatur sich gegenüber Magnetit vergrößert, da die Gleichgewichtskonstanten mit steigender Temperatur abnehmen:



Temperatur:	25°C	100°C	250°C	300°C	400°C
log k	49,0 $\pm$ 5,8	41,7 $\pm$ 6,9	33,6 $\pm$ 8,0	31,5	28,8 (extrapoliert)

Dagegen kann eine Magnetitbildung auf Kosten von Pyrit bei konstanter Temperatur durch Erhöhung des p_{O_2} , bzw. Erniedrigung des p_{S_2} möglich werden (GARRELS, 1960). Der Sauerstoffpartialdruck kann jedoch nicht hoch gewesen sein, da sich sonst hätte Hämatit bilden müssen. Daraus folgt für die Magnetitneubildung eine wesentliche Abhängigkeit von der Gasphase (p_{O_2} und p_{S_2}) und unterstützt die bereits von seiten des Gefügebefundes ange deutete sekundäre Bildung.

Für den Bereich der Grünschieferfazies, die mit der Mineralparagenese Chlorit + Albit + Muskowit + Aktinolith + Epidot in der Glocknerfazies vertreten ist (siehe auch Kap. 3. 2), nimmt BACHINSKI (1976) an, daß im Pyritstabilitätsfeld die Schwefel-Fugazität zu hoch ist, um eine Magnetkiesbildung zu gestatten. Erst in der Hornblende-hornfelsfazies ist eine

Stabilität von Magnetkies gegeben.

Untersuchungen von GILL (1969) ergaben für das Mobilisationsvermögen von Kupferkies eine hohe Druckabhängigkeit. So haben Experimente bei 1,7 kbar eine hochgradige Mobilität von Kupferkies bereits unter 500°C ergeben. Gleiches Verhalten wird für Magnetkies angegeben. So soll nach Versuchen von ECKSTRAND (bei GILL, 1969, zitiert) plastische Deformation bereits bei 400°C und 1,7 kbar eingetreten sein. Diese Daten können, wie GILL betont, wohl nur Anhaltspunkte bieten; von großer Wichtigkeit wären viele andere Faktoren, wie z. B. die Zusammensetzung der Gangart. Es soll jedoch eine mögliche Druckabhängigkeit für die Magnetkiesbildung im Aigenbachlager nicht ausgeschlossen werden. Die dortigen tektonischen Verhältnisse weisen auf erhöhte Drucke hin ("Böhm'sche Streifung" der Quarze), während Anzeichen für erhöhte Temperaturen nicht ausgemacht werden konnten.

Eine besonders wichtige Rolle für die Stabilität der Erzparagenesen ist der Zusammensetzung der Gangart und vor allem der Geochemie der Chlorite zuzuschreiben (BACHINSKI, 1976). An dieser Stelle seien nochmals die hohen Übereinstimmungen mit den Beobachtungen von BACHINSKI (1976) hingewiesen: hohe Gehalte von Pyrit sind an quarzreiche Matrix gebunden (Reicherzbänder); die Stabilität von Pyrit bleibt bei der Vergesellschaftung mit Chlorit und Quarz im großen und ganzen erhalten (Imprägnationserze in feingebänderter Gangart).

Vergleiche der Chloritzzusammensetzungen in Amphibolitfazies, in der Magnetit neben Magnetkies koexistieren, mit Chloriten in Grünschieferfazies, führen BACHINSKI (1976) zu dem Schluß, daß infolge ansteigender Metamorphose Eisen aus der Silikatfraktion extrahiert bzw. Mg dieser zugeführt worden sein muß. Die Fe-Extraktion aus den Silikaten (vor allem Chlorit) ist unter gleichzeitigen Sulfidisierungsreaktionen zu verstehen, was die Pyritverdrängungen durch Magnetitneubildungen belegen sollen. Es ergeben sich aus den weiteren Überlegungen von BACHINSKI (1976) hohe Fe-Gehalte für die ursprünglichen Chlorite, die im Laufe ansteigender Metamorphose ihren Eisenanteil zugunsten einer Mg-Anreicherung verloren und demgemäß zu einer Erzanreicherung durch metamorphe Prozesse beitrugen.

Diese an neufundländischen paläozoischen Kiesvererzungen in Metabasiten gewonnenen Erkenntnisse können nicht unmittelbar auf die hier bearbeiteten Vorkommen übertragen werden, ohne entsprechende Spezialuntersuchungen durchgeführt zu haben.

Zusammenfassend darf festgehalten werden, daß die Tauern-Kiesvererzungen in erzeichen Partien eine Umkristallisation auf Grund metamorpher Prozesse erfahren haben, die zur Mineralneubildung wie Magnetit und Magnetkies führte. In erzarmen Bereichen konnte dagegen der wahrscheinliche primäre Erzbestand erhalten bleiben.

3.2 Mineralogie der Nebengesteine

Im Rahmen der Mineralogie der Nebengesteine werden nur die mit den Kiesvererzungen verknüpften Grünschiefer abgehandelt. Die bereits im Gelände vorgenommene Unterteilung der Metabasite, sowie ihre mineralogische Zusammensetzung wird näher erläutert. Bei der mikroskopischen Bestimmung, vor allem der blättrig-nadeligen Mineralphasen, ergaben sich gewisse Schwierigkeiten, die zum Teil mittels Diffraktometrie gelöst werden konnten.

3.21 Feingebänderte Grünschiefer

Die makroskopisch bereits ins Auge fallende feine Bänderung dieses Grünschieferstyps (siehe Abb. 20) beruht auf einer innigen Wechsellagerung von feinkörnigen Albit- und Chlorit-Muskowit-Amphibol-Epidot-Lagen (siehe Abb. 21). Nicht immer besteht eine scharfe Trennung der Lagen. Vielmehr können besonders Plagioklas- und vor allem Epidot-Anteile lagenweise schwanken und eine zusätzliche Rhythmik hervorrufen. Weiterhin treten Titanit in Form von Spindeln und "Kuverts" in chloritischer Matrix, sowie Quarz und Calcit auf.

Im allgemeinen liegen die Korngrößen aller Minerale hier unter $100\ \mu\text{m}$. Albit, Quarz und Epidot schwanken zwischen 40 und $80\ \mu\text{m}$, die blättrig bis nadelförmigen Minerale Chlorit, Muskowit und Amphibol (Grammatit

und Aktinolith) messen in ihrer Längsachse ca. 40 μm . Calzit erreicht mit 200 -> 400 μm die größten Korndurchmesser.

Albit zeigt äußerst selten Verzwillingung und ist den diffraktometrischen und mikroskopischen Ergebnissen nach als Tief-Albit einzustufen. Er ist immer von rundlicher Gestalt; Fremdeinschlüsse fehlen. Nur in spezialgefältelten Partien können auch gesprossste Albite auftreten, die feinste Rutileinschlüsse zeigen können. Aus der Anordnung der Rutilen kann auf eine Rotation der Albitblasten geschlossen werden.

"Epidot" ist überaus häufig. Nach Diffraktometeraufnahmen treten Epidot/Klinozoisit sowie Zoisit auf, Zoisit kann mengenmäßig stark vorherrschen. Die Epidotminerale sind in chloritische und Albit-Matrix eingesprengt. Ihre Kornform ist durchwegs rundlich. Vereinzelt finden sich größere Blasten. Zonarbau ist verbreitet.

Die chloritischen Lagen setzen sich aus stark wechselnden Anteilen von Chlorit, Muskowit, Grammatit/Aktinolith und Titanit zusammen. Während Chlorit und Muskowit immer vorhanden sind, kann bevorzugt Grammatit mit hinzutreten, während Aktinolith durchweg eine untergeordnete Rolle spielt. Daraus ist zu schließen, daß sich der gesamte Fe-Gehalt auf Chlorit und Epidot verteilt. Aktinolith tritt besonders dann auf, wenn Chlorit mengenmäßig gegenüber Muskowit zurücktritt; d. h. das überschüssige Eisen wird in diesen Fällen von Aktinolith aufgenommen.

Der Muskowitgehalt steigt mit der Intensität der Verfaltung im Kleinbereich. Neben schieferungsparallelen Muskowiten sind hier häufig postkinematische, quergesprossste Blättchen zu beobachten.

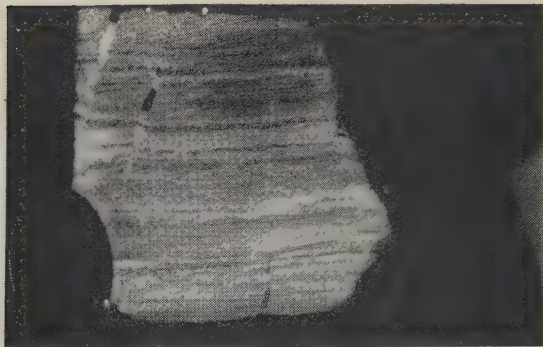


Abb. 20: Feingebänderter Grünschiefer

Ka-II-24, Handstück

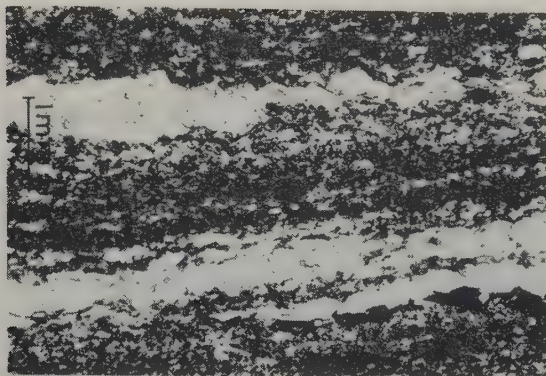


Abb. 21: Feingebänderter Grünschiefer

Feinstbänderung im Mikrobereich von Albit (weiß) und feinkörnigem Chlorit, Epidot, Aktinolith und Muskowit(hell- bis dunkelgrau).

Kre-I-3, Dünnschliff, Luft, parall. Pol.

Calcit stellt ein Nebengemengteil dar und zeigt keine Bindung an eine bestimmte Mineralphase.

In Spuren tritt zusätzlich rundlicher Apatit auf.

An Opakmineralen können sowohl Pyrit, als auch Magnetit in die feingebänderten Grünschiefer spurenhafte eingesprengt sein. Wie in den vererzten Bereichen, sind sie hier an chloritische Lagen gebunden.

Die "Wechselfeinlagerung" dieses Grüngesteintyps führt STARK (1950) auf sog. "Dünnschlifftektonik" zurück. Doch gerade in spezialgefältelten Bereichen ist eine Auflösung der Feinbänderung und eine beginnende Boudinierung zu beobachten. Diese Bereiche beschränken sich allerdings auf wenige Punkte und sind nicht charakteristisch für die Gesamtabfolge. Als Auswirkung der Tektonik und Metamorphose -es handelt sich bei der zuvor geschilderten Mineralparagenese um die Grünschieferfazies B 1.1, nach WINKLER (1967)- wird eine so scharfe Mineraltrennung in μm - bis mm-feine Lagen, für unmöglich gehalten. CORNELIUS & CLAR (1939) heben besonders hervor, daß es sich bei dieser Bänderung nicht um eine Schieferung handelt. Es fehlen als weiteres Indiz Anzeichen für Umkristallisation, die wie bereits für die Vererzungen gezeigt werden konnte, zu grobkörniger Textur geführt haben sollte.

3.22 Prasinite

Nach der von NOVARESE (1895) eingeführten Definition von Prasinit ist hierunter ein Gestein mit den Hauptgemengteilen Albit, Epidot, Chlorit

und / oder ein Glied der Amphibolgruppe, speziell aus der Reihe Tremolit-Aktinolith-Glaukophan zu verstehen. NIGGLI (1912) und DIEHL (1938) fordern zusätzlich eine poikiloblastische Struktur. Entsprechend dieser Neufassung werden die auf der Tauern-Südseite vorherrschenden Metabasite als **Prasinite** angesprochen.

Die poikiloblastische Struktur äußert sich durch 200 bis $> 800 \mu\text{m}$ große Albite. Sie sind durchwegs stark korrodiert und praktisch nie einschlußfrei. Die Einschlußminerale zeigen eine Abhängigkeit vom Amphibolgehalt in der umgebenden Matrix. Desweiteren scheint eine Abhängigkeit zwischen Grad der Durchbewegung und Amphibolanteil zu bestehen. Bei vorwiegend chloritischer Matrix sind nur Epidotminerale und Titanit als Einschlüsse in Albit vorzufinden. Überwiegt der Grammatit/Aktinolithanteil in der Matrix, so bestehen die Einschlußminerale ebenso aus Amphibol (Abb. 22). In diesen Fällen können die Amphibolminerale die Albite fast vollständig ausfüllen. Besonders die südlichen Prasinitzüge im Bereich des Bolachlagers, die durch intensive Verfallung ausgezeichnet sind, zeigen erhöhte Amphibolgehalte.

Die Albitblasten, die von ABRAHAM et al. (1974) als Tiefalbite bestimmt wurden, werden von grobblättrigem Chlorit und Aktinolith/Grammatit umsäumt (siehe Abb. 22). Muskowit fehlt in den Prasiniten. Für Chlorit konnte ABRAHAM et al. (1974) im Dorfertal eine sich von S nach N ändernde Zusammensetzung von Fe Mg-Chlorit nach MgFe-Chlorit feststellen.

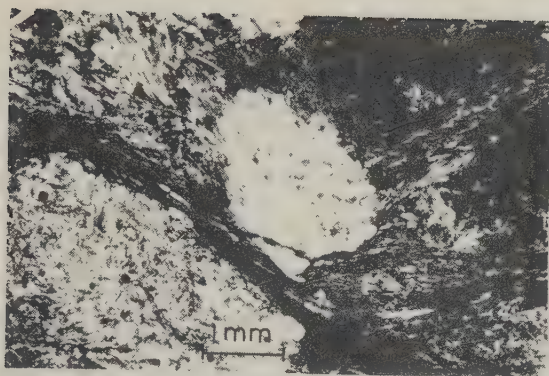


Abb. 22: Prasinit

Stark korrodierte Albitblasten (hellgrau bis weiß), die von grobblättrigem Chlorit und Aktinolith/Grammatit umschlungen werden. Die Plagioklasblasten zeigen eine hohe Fremdeinschlußdichte. Die Einschlüsse setzen sich überwiegend aus Aktinolith/Grammatit zusammen.

Bo-II-5, Dünnschliff, Luft, gekreuzte Pol.

Durch erhöhte Gehalte von Chlorit bildet sich in dem ansonsten fast regellosen Prasinit eine deutliche Schieferung aus. Weitere Gemengteile sind Epidot/Klinozoisit und nur sehr untergeordnet Zoisit. Ferner tritt Titanit auf und bei erhöhten Aktinolith/Grammatit-Gehalten auch tschermakitische Hornblende - Barroisit (TRÖGER, 1967). Calcit kommt in stark wechselnden Mengen vor. Quarz fehlt im allgemeinen.

In engverfalteten Bereichen sind kataklastisch zerbrochene Albitblasten zu beobachten. Sie werden von feinkörnigen Plagioklas-Rekristallisat umsäumt, das häufig ebenso feinkörnigen Quarz in inniger Verwachsung führt. Hier kann häufig grobkörniger Calcit mitauftreten.

Insgesamt ergibt sich für die Prasinite ein höherer Metamorphosegrad gegenüber den feingebänderten Grüngesteinen der Tauern-Nordseite. Die wichtigsten Indikatoren hierfür sind Sprossungen und lokale Rekristallisationen, sowie das Auftreten von tschermakitischer Hornblende. Die ausgeprägte Korrosion der Albite läßt eine primär vorgelegene Blastenbildung vermuten. Unter Berücksichtigung der geochemischen Daten (siehe Kap. 4. 42) scheidet für die Prasinite eine Tuffitgenese aus. Die Gefügeuntersuchungen sprechen vielmehr für einen porphyrischen Basalt (siehe auch Kap. 5).

4. Geochemische Untersuchungen

Trotz der Fülle geochemischer Bearbeitung an Grüngesteinen existieren nur wenige Untersuchungen, die Nebengestein und Vererzung in eine Trendanalyse einbeziehen (SCHMID, 1973; VIERNSTEIN, 1976).

4.1 Arbeitsmethoden

4.11 Probennahme

Die vererzten Horizonte wurden unter besonderer Berücksichtigung des Erztyps in Profilen beprobt. In den meisten Fällen standen gute untertägige Aufschlüsse zur Verfügung. Bei verfallenen Grubenbauten oder fehlenden übertägigen Aufschlüssen konnte nur eine Haldenbeprobung vorgenommen werden. In die Probennahme einbezogen wurden insbesondere die hangenden und liegenden Nebengesteine. Die Probenabstände wurden den jeweiligen Mächtigkeiten angepaßt, d. h., daß innerhalb der

erzführenden Serien die Abstände kleiner gewählt wurden, als außerhalb.

Insgesamt wurden 308 Proben entnommen: davon 104 Erze, 176 Grünschiefer und 28 Sedimente (Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite).

4.12 Probenaufbereitung

Feuchtes Probenmaterial wurde bei 30°C im Trockenschrank vorge-trocknet. Danach wurde das Gestein mittels Backenbrecher vorzerkleinert und mit einem Probeteiler auf 50 g reduziert. Die Feinzerkleinerung erfolgte in einer Scheibenschwingmühle. Stichprobenweise wurde die für die Röntgenfluoreszenzanalyse benötigte Korngröße geprüft (90% < 60 µm) .

4.13 Analytische Verfahren

Die Hauptelemente, mit Ausnahme von Na, sowie die Spurenelemente Rb, Sr, Zr und Y, wurden über die Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) gemessen. Hierfür wurden Presstabletten nach LEAKE et al. (1969) hergestellt. Na und die übrigen Spurenelemente wurden für die Atomabsorptionsspektralanalyse (AAS) in einem Flußsäure-Perchlorsäuregemisch aufgeschlossen und nach mehrmaligem Abrauchen in 1 n HCl aufgenommen. Die Ausgangslösung für die Messungen bestand in einer Verdünnung von 1:20.

4.131 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Für die RFA stand ein Philips-Spektrometer vom Typ PW 1540 in Verbindung mit einem Müller-Generator Mikro 111 zur Verfügung.

Die Proben wurden gegen die Internationalen Standards PCC-1, DTS-1, BR, BCR-1, ZGI-BM, SY-3 für Grängesteine, GH, G-2, GSP-1, AGV-1, ZGI-GM für quarzreiche Gesteine, ZGI-TB und ZGI-KH für die Sedimente, nach der Methode des äußeren Standards (LEAKE et al., 1969) gemessen.

Für erzreiche Proben war es nötig, eigene, synthetische Standardreihen herzustellen. In Anlehnung an die mikroskopischen Befunde wurde eine, der Gangart entsprechende Zusammensetzung gewählt.

Die Koinzidenz von $Zr_{K\alpha}$ und $Sr_{K\beta}$ erfordert eine Korrektur. Hierfür werden in der Literatur stark von einander abweichende Faktoren angegeben (vergleiche z. B. HAHN-WEINHEIMER et al., 1963a, b). Eine Überprüfung mit Hilfe einer Sr-Standardreihe in amorpher SiO_2 -Matrix ergab schwankende $Sr_{K\alpha}/Sr_{K\beta}$ -Verhältnisse in Abhängigkeit zum Sr-Gehalt. Zu der gleichen Feststellung kam bereits SCHNEIDER (1969). Für die Zr-Korrektur wurden deshalb die anhand der synthetischen Standards gemessenen $Sr_{K\alpha}$ - und $Sr_{K\beta}$ -Impulse als $Sr_{K\beta}/Sr_{K\alpha}$ -Koeffizient gegen den Sr-Gehalt aufgetragen. Man erhält eine Exponentialfunktion, die für die Mo-Röhre bei abnehmenden Sr-Gehalten gegen

Null verläuft und zu hohen Sr-Gehalten (ab 0,2 %) einen konstanten Wert erreicht. Bei Verwendung einer W-Röhre verläuft die Kurve für Sr-Gehalte unter 50 ppm gegen Unendlich. Sehr wahrscheinlich braucht nur die unterschiedliche Anregbarkeit auf Sr durch die Röhrenstrahlung in Betracht gezogen werden. Massenschwächungseffekte scheiden nach dem oben beschriebenen Erscheinungsbild aus (freundliche Mitteilung von Dr. Schiemenz, 1976).

Aus der zuvor erwähnten Kurve werden für die bereits unter denselben Messbedingungen gewonnenen Sr-Gehalten des Probenmaterials und der Internat. Standards die Korrekturkoeffizienten abgelesen und hieraus die Sr_K -Impulse, sowie die Zr-Nettoimpulse rechnerisch ermittelt. In die Korrektur nicht mit einbezogen werden Proben mit Sr-Gehalten unter 50 ppm.

Die relative Standardabweichung (S. D.) wurde nach folgender Formel berechnet:

$$S. D. = \frac{100 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}}{\bar{x}} (\%)$$

x_i = Messwerte

$\bar{x}$ = arithmetisches Mittel aller Messwerte

n = Anzahl der Messwerte

Es ergaben sich aus 10 Proben folgende Werte:

SiO₂ 1,7%, Al₂O₃ 0,9%, TiO₂ 1,0%, Fe₂O₃ 1,15%, CaO 2,25%,
MgO 3,0%, K₂O 1,55%, MnO 2,1%, Rb 1,4%, Sr 1,4%, Zr 1,3%,
Y 3,85%.

4.132 Atomabsorptionsspektralanalyse (AAS)

Die Spurenelemente Co, Cr, Cu, Ni, Pb, V, Zn, sowie das Hauptelement Na wurden mit einem Atomabsorptionsspektralphotometer der Fa. Pye Unicam (Philips), Modell SP 1900 analysiert.

Gemessen wurde einerseits gegen einen mitlaufenden Elementstandard, um apparative Fehlerquellen zu eliminieren. Zur eigentlichen Analyse wurde, um die Matrixeffekte auszuschalten, nach der Additionsmethode verfahren.

Phosphor wurde mit einem Zeiss-Spektralphotometer (PM 2 D) analysiert. Die Farbreaktion erfolgte durch Zugabe von Ammoniummolybdat.

Für die analysierten Spurenelemente, für Na und Phosphor ergaben sich folgende relativen Standardabweichungen:

Co 5%, Cr 7,5%, Cu 10%, Na 28%, Ni 4%, Pb 10%, P_2O_5 12,5%,
V 7%, Zn 5%.

Die durch die relative Standardabweichung zum Ausdruck kommenden präparativen Fehler müssen vor allem auf die teilweise hohen Verdünnungen zurückgeführt werden. So waren für die Co-, Cu-, Zn- und Na-Messungen Verdünnungen bis zu 1: 80 000 nötig.

Dementsprechend ergaben sich für die Meßgenauigkeiten sehr unterschiedliche Werte, die bei der Angabe der Analysendaten (siehe Anhang) besondere Berücksichtigung fanden. Als Beispiel sei die Meßgenauigkeit

in Abhängigkeit der Verdünnung für Zn wiedergegeben: Verdünnung 1:40
-1 Extinktionswert entspricht 0,6 ppm, für 1: 2000 - 3,4 ppm, für
1:40'000 - 64 ppm!

4.2 Auswertungsmethoden

Der große Umfang an Datenmaterial (ca. 7500 Einzelwerte) erforderte eine Auswertung nach statistischen Gesichtspunkten.

Da einerseits Vergleiche zwischen den einzelnen Kiesvorkommen, sowie von Erz- und Gesteinstypen, aber auch der Beitrag einzelner Elemente und Elementgruppen von Interesse war, kamen graphische wie rechnerische Methoden zur Anwendung. Für die elektronische Datenverarbeitung erwiesen sich die mikroskopischen Befunde von großer Wichtigkeit, da sie erst eine sinnvolle Gruppeneinteilung ermöglichten.

4.21 Graphische Auswertungsmethoden

Das Verhalten der Elemente innerhalb eines Profils wurde an Hand von Profildiagrammen mit numerischen und teillogarithmischen Maßstäben überprüft.

4.22 Rechnerische Verfahren

Unter Vernachlässigung der Einzelproben wurden rechnerische Statistikverfahren angewendet, um Aussagen über das Verhalten der einzelnen

Elemente bzw. Elementgruppen innerhalb einer "Einheit" (Gesteinstyp, Erztyp, Lokalität) zu erhalten. Die Rechenoperationen wurden an einer TR 440 Rechenanlage des Leibniz-Rechenzentrums der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in München durchgeführt.

4.221 Univariante statistische Methoden

Mit Hilfe des SPSS-Programmsystems (SPSS=Statistical Package for the Social Sciences), zur Verfügung stehend am Leibniz-Rechenzentrum, wurden relative Häufigkeiten mit Histogrammausdruck, Standardabweichungen, Varianzen errechnet und Korrelationsdiagramme (Kombinationen mit allen Variablen) erstellt.

4.222 Multivariable Methoden

4.2221 Faktorenanalyse (Hauptkomponentenanalyse)

Die Faktorenanalyse basiert auf der Korrelation der Variablen (den Variablen entsprechen die Elemente). Sie soll unabhängige Faktoren errechnen, die in allen Variablen wirksam sind und damit eine Korrelation ermöglichen. Ziel ist eine geringe Anzahl von Faktoren. Die Faktorladung einer Variablen gibt Auskunft über die Gewichtung der Variablen.

Wegen der linksschiefen Häufigkeitsverteilung der geochemischen Daten wurden die Rohdaten zur Annäherung an die Normalverteilung normiert. Hierzu wird vom Einzelwert der Mittelwert der jeweiligen

Gruppe subtrahiert und anschließend durch die Standardabweichung dividiert. Es wird somit der Mittelwert jeder Variablen gleich Null und die Standardabweichung gleich Eins gesetzt.

Im Rahmen der Hauptkomponentenanalyse werden nun die Korrelationskoeffizienten errechnet, die die Korrelationsgüte zweier Variablen angeben. Es bedeuten die Zahlenwerte nahe ± 1 höchste Korrelation, während die Werte um ± 0 eine fehlende Korrelierbarkeit anzeigen.

Um die wechselseitige Beziehung zwischen Elementen und Elementgruppen zu erfassen, wurde im weiteren Verlauf der Hauptkomponentenanalyse die Varimax-Rotation angewendet. Zweck dieser Rechenoperation ist, die Anzahl der eingegebenen Variablen so zu verkleinern, daß nur hochkorrelierende Variable erhalten bleiben, bzw. verstärkt herausgehoben werden. Das Ergebnis wird in Form von Faktorenladungen zwischen ± 0 und ± 1 ausgedruckt. Zahlenwerte nahe ± 1 werden als hochgeladen angesprochen und können zur Interpretation verwendet werden. Positive Werte ergänzen sich, negative schließen sich gegenseitig aus.

4.2222 Diskriminanzanalyse (im R-Modus)

Zur Durchführung der Diskriminanzanalyse lag ein von GEBHARDT (1969) entwickeltes und von Herrn Priv. Doz. Dr. Höll erweitertes und freundlicherweise zur Verfügung gestelltes Programm (DISK) vor.

Die Diskriminanzanalyse ermöglicht die Trennung mehrdimensionaler Datenwolken in Gruppen. Die Dimensionalität entspricht hierbei der Anzahl der eingegebenen Variablen ("R-Modus"). Die multivarianten Beobachtungen werden über Linearkombination der Variablen in zwei Gruppen geteilt. Sie beinhalten alle Beobachtungen. Die hierzu nötige Gruppenvorgabe wurde mit den feldgeologischen und mikroskopischen Befunden abgestimmt. Im Rahmen eines Zuordnungsverfahrens wird die vorgegebene Gruppeneinteilung überprüft und gegebenenfalls eine Neuordnung der Daten (Einzelproben) in eine zweite Gruppe veranlaßt. Diese Zuordnung wird über die Koordinaten des Diskriminanzraumes zweidimensional dargestellt und macht die Güte der Gruppentrennung ersichtlich. Die Koordinaten sind dimensionslos und rein mathematische Größen. Angaben über die Zugehörigkeitswahrscheinlichkeit waren mit dem Programm DISK nicht möglich.

4.3 Geochemie der Kiesvorkommen

Im Folgenden sollen besonders die geochemischen Charakteristika der unterschiedenen Erz- und Grängesteinstypen (siehe Kap. 2, 3) hervorgehoben werden. Es schließt sich eine jeweilige Gegenüberstellung der Gruppen an. Das geochemische Verhalten in Profilen wird zum Schluß beschrieben.

4.31 Quarzitische Reicherze

Das herausragende Kennzeichen der quarzitischen Reicherze sind überdurchschnittliche Kobalt-Werte. Einerseits korreliert Co negativ mit SiO_2 , positiv hingegen mit Fe_2O_3 (siehe Abb. 23). Aus dem Zusammengehen mit Fe_2O_3 geht die klare Bindung von Co an die Vererzung hervor.

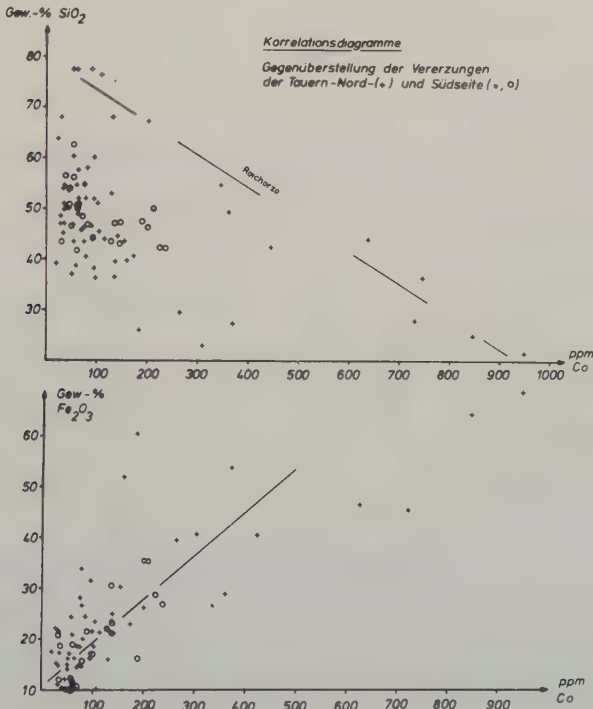


Abb. 23 : Korrelationsdiagramme SiO_2 / Co und $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Co}$

In den beiden Korrelationsdiagrammen sind die Imprägnationserze, sowie Reicherze zusammen dargestellt. In dem Variationsdiagramm SiO_2 / Co ergibt sich für die Reicherze eine deutlich negative Korrelation; im Diagramm $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Co}$ passen sich die Reicherze dem allgemeinen Trend an.

Die deutlich negative Korrelation von SiO_2 und Fe_2O_3 weist auf abnehmenden Quarzanteil in hochgradigen Vererzungen hin.

Darüber hinaus zeigen die Reicherze zum Teil erheblich erhöhte Cu- und Zn-Gehalte. Für die genetische Diskussion (siehe Kap. 5) wichtige Spurenelemente, wie Cr und Ni, nehmen mit zunehmenden Fe_2O_3 -, aber auch SiO_2 -Gehalten deutlich ab. Aufgrund der quarzitischen Gangart sind die Hauptelemente Al_2O_3 , TiO_2 , CaO, MgO, Na_2O , K_2O , MnO und P_2O_5 extrem abgereichert.

In geochemischer Hinsicht ergibt sich, besonders die Kobaltgehalte betreffend, für das Hierzbachlager eine Sonderstellung zwischen den Großarler Vorkommen und den auf der Tauern-Südseite gelegenen Kiesvererzungen. Es konnten nämlich im Hierzbachlager die höchsten Co-Werte überhaupt (bis 950 ppm Co) festgestellt werden. Zusätzlich sind überdurchschnittliche Kobaltwerte in Kiesproben mit chloritischer Gangart bemerkenswert.

Demgegenüber fällt bei den Reicherzen von der Kreemahd und der Wasserfallscharte eine sehr geringe Co-Führung auf. Das Bolachlager, das als reicherzführend eingestuft wurde, weist ebenso geringe Kobaltgehalte auf.

4.32 Kiesimprägnationen in feingebänderter Gangart

Die Kiesimprägnationserze in feingebänderter Gangart weisen eine große geochemische Ähnlichkeit mit ihrem Nebengestein auf. Mittelwerte, Standardabweichungen und Varianzen zeigen ungefähr gleiche Größenordnungen (siehe Tabelle). Aus diesem Rahmen fallen natürlicherweise die für die Vererzung verantwortlichen Elemente.

Imprägnationserze in feingebänderter Gangart n = 45				Feingebänderte Grünschiefer n = 131		
	Mittelwert $\bar{x}$	Varianz v	Stand. abw. S. D.	Mittelwert $\bar{x}$	Varianz v	Stand. abw. S. D.
Fe ₂ O ₃	18,0 %	42	6,5	10,8 %	6	2,2
Cu	7726 ppm	19x10 ⁷	13x10 ³	96 ppm	36	190
Zn	1222 ppm	30x10 ⁵	1740	265 ppm	777	881
Co	73 ppm	1346	37	59 ppm	1561	40
Ni	94 ppm	862	29	96 ppm	1984	45
SiO ₂	47,8 %	39	6,2	48,6 %	12,4	3,5
TiO ₂	1,6 %	0,3	0,6	1,7 %	0,2	0,4
CaO ²	1,5 %	3,7	1,9	10,2 %	20,1	4,3
MgO	10,5 %	36,3	6,0	8,3 %	16,5	3,7
K ₂ O	0,92%	0,72	0,85	1,1 %	1,25	1,1
Pb	24 ppm	99	9,9	19 ppm	221	15
Cr	317 ppm	2313	48	315 ppm	8384	92
Zr	79 ppm	725	27	125 ppm	8379	91

Tabelle der Mittelwerte ($\bar{x}$), Varianzen (v) und Standardabweichungen (S. D.) in einer Gegenüberstellung von Imprägnationserzen in feingebänderter Gangart und feingebänderten Grünschiefern.

Die Co-Anreicherung in diesem Imprägnationserztyp fällt mit nur mehr 23% gegenüber dem Durchschnittswert im Nebengestein gering aus; während in den Reicherzen eine 7-fache Anreicherung zu verzeichnen ist. Dementsprechend nähert sich das Co/Ni-Verhältnis mit 0,78 deutlich dem Quozienten von 0,62 in den feingebänderten Grünschiefern.

Die hohen Varianzen für SiO_2 und MgO lassen sich trotz der ähnlichen Gehalte in Gangart und Nebengestein mit dem von der Vererzungsintensität abhängigen, freien Quarzanteil und dem gleichermaßen schwankenden Chloritgehalt erklären.

Deutlich verarmt sind dem Nebengestein gegenüber CaO , Na_2O , Sr, Rb und Zr. So können in quarzreichen Proben die CaO -Gehalte bis auf 0,1 Gew.-% absinken. Na_2O , Sr, Rb und Zr zeigen die gleiche Tendenz. SCHMID (1973), der die gleichen Beobachtungen an den Vererzungen der Lagerstätte Prettau machte, führt die Verarmung auf sekundäre Weglösung der leichtlöslichen Bestandteile im Rahmen der Erzzufuhr zurück (siehe auch Kap. 5).

Was die Auswertung der Faktorenanalyse (Hauptkomponentenanalyse) betrifft, sei kurz auf die Aussagekraft der einzelnen errechneten Faktoren hingewiesen. Es werden hierfür jeweils die kumulativen Eigenwertprozente mitangegeben, die den prozentualen Beitrag der angegebenen Faktoren zur Gesamtaussage vermitteln. In den hier durchgeführten Faktorenanalysen ergibt sich für den Faktor 1 durchwegs der zur Aufklärung der Gesamtvarianz höchste Beitrag. Die weitere inhaltliche Deutung der Faktoren

ist intuitiv und kann nur an Hand weiterer , z. B. petrographischer und geologischer Befunde , eine sinnvolle Interpretation ergeben (CLAUSS & EBNER, 1974; SCHROLL, 1975).

Die der Faktorenanalyse unterworfenen geochemischen Daten bestätigen weitgehend die mikroskopischen Befunde. So weisen die für Faktor 1 (Gangartkomponente) errechneten hohen Ladungen von Al_2O_3 , MgO und TiO_2 auf die Vergesellschaftung von Titanit mit Chlorit hin. Für die Spurenelemente Ni und Zr ergibt sich auf Grund der gleichfalls positiven Ladungen eine ausgeprägte Bindung an die Chloritlagen (Abb. 24).

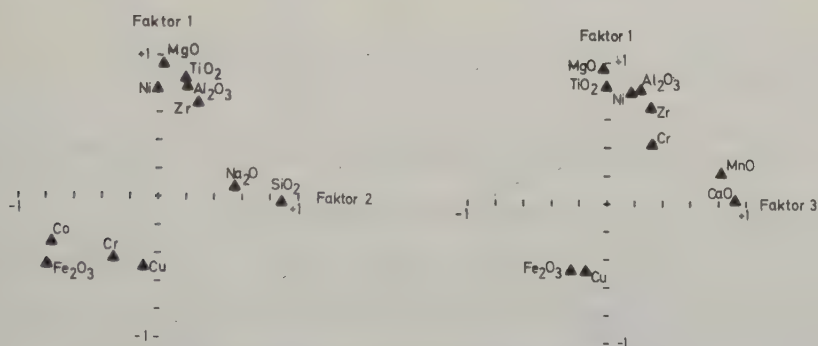


Abb. 24: Koordinatendarstellungen der Faktoren 1 und 2, sowie 1 und 3 für Imprägnationserze in feingebänderter Gangart, dem Ergebnis der Faktorenanalyse

Der Faktor 1 ist in den Darstellungen jeweils als vertikale Achse, die Faktoren 2 (linkes Bild) und 3 (rechts) als horizontale Achse. Die Gangartelemente MgO , TiO_2 und Al_2O_3 , sowie die mit ihnen assoziierten Spurenelemente Ni und Zr weisen eine sehr hohe positive Ladung auf, wie durch die Anordnung in Nähe von + 1 ersichtlich ist. Negativ und weniger hoch geladen sind die Vererzungselemente Fe_2O_3 , Co und Cu, die den Gangartelementen gegenüberstehen. Diese Gegenüberstellung der beiden Elementgruppen läßt die Interpretation zu, daß sich Gangart und Erzmineralisation gegenseitig ausschließen. Demgegenüber verhalten sich Na_2O und SiO_2 , aber auch CaO und MnO (für Faktor 3) indifferent, da sie zwischen den beiden Elementgruppen liegen und keine Beziehung zu einer dieser beiden Gruppen erkennen lassen. Die Faktoren 1 bis 3 tragen mit ihren Eigenwerten zu 56,8% zur Aussage bei.

Die Gegenüberstellung der Faktoren 1 und 2 weist auf ein gegenseitiges Sichausschließen von Erz, mit Fe_2O_3 , Co, Cr und Cu, und chloritische Gangart hin. Weniger stark ausgeprägt ist das Verhalten der Erzkomponente gegenüber Na_2O und SiO_2 , was als indifferent und nicht aussagekräftig zu deuten ist. Die Gangart wird, was die Beziehung zur Vererzung anbetrifft, hauptsächlich durch Chlorit und Titanit kontrolliert.

Die Koordinatendarstellung der Faktoren 1 und 3 (Abb. 24) weist in abgeschwächter Form darauf hin, daß die Elemente Mangan und Calcium sich gegensätzlich zur Vererzung -angezeigt durch Fe_2O_3 - verhalten.

4.33 Imprägnationserze in prasinitischer Gangart

Der hier ebenso angebrachte Vergleich mit dem prasinitischen Nebengestein führt zu den bereits zuvor gemachten Ergebnissen.

Die Verarmung von CaO innerhalb der Vererzung beträgt nur noch 50% des Nebengesteinsgehaltes. Einen gleichartigen Trend zeigt auch Sr.

Bemerkenswert ist der hohe Cr-Gehalt dieser Imprägnationserze. Die Varianz von Chrom ist bedeutend geringer als im prasinitischen Nebengestein.

Die Ergebnisse der Faktorenanalyse (Abb. 25) bestätigen erneut die Vergesellschaftung der Gangartminerale Chlorit und Titanit. Es ergibt sich

wiederum die Koppelung von Co an die erzbildenden Mineralphasen. Eine hohe negative Ladung von P_2O_5 deutet eine enge Bindung von Apatit an die Erzminerale an. Pb und Zn hingegen zeigen weder zu Erz, noch zu Gangart eine interpretierbare Beziehung.

Imprägnationserze in prasinitischer Gangart n = 30				Prasinite n = 46		
	Mittelwert $\bar{x}$	Varianz v	Stand. abw. S. D.	Mittelwert $\bar{x}$	Varianz V	Stand. abw. S. D.
Fe_2O_3	20,1 %	61,7	7,9	9,5 %	3,8	1,9
Cu	2274 ppm	6×10^6	2472	218 ppm	$0,3 \times 10^6$	575
Zn	525 ppm	5×10^5	725	102 ppm	$0,05 \times 10^5$	71
Co	98 ppm	3760	61	49 ppm	152	12
Ni	107 ppm	2029	45	83 ppm	1235	35
SiO_2	49,7 %	27,2	5,2	49,6 %	6,3	2,3
TiO_2	1,31 %	0,11	0,33	1,39 %	0,06	0,25
CaO	4,4 %	13,0	3,6	9,1 %	6,1	3,2
MgO	9,2 %	14,8	3,8	10,9 %	6,4	2,4
K_2O	0,37 %	0,19	0,43	0,32 %	0,26	0,51
Cr	346 ppm	4485	67	260 ppm	8128	12
Pb	18 ppm	61	8	11 ppm	41	6
Rb	20 ppm	464	22	9 ppm	289	62
Sr	63 ppm	3181	56	111 ppm	3810	62
Zr	72 ppm	330	18	84 ppm	409	20

Tabelle der Mittelwerte($\bar{x}$), Varianzen (v) und Standardabweichungen(S. D.)
für Imprägnationserze in prasinitischer Gangart und Nebengestein (Prasinite).

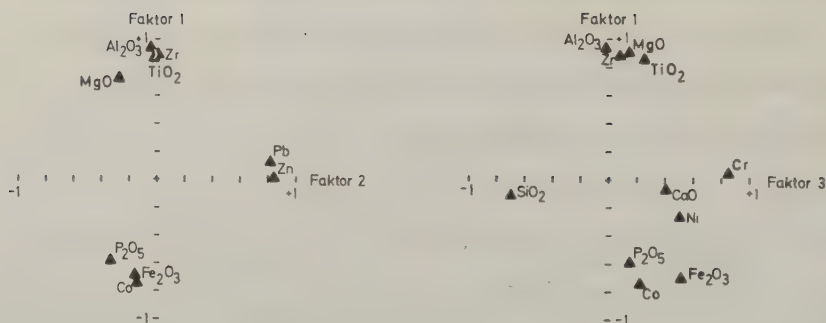


Abb. 25: Koordinatendarstellungen der Faktoren 1 und 2, sowie 1 und 3 für Imprägnationserze in prasinitischer Gangart, dem Ergebnis der Faktorenanalyse

Die Faktoren 1 bis 3 tragen mit ihren Eigenwerten zu 63,7% zur Aussage bei.

Ein gleichermaßen indifferentes Verhalten weisen SiO_2 , CaO und Cr auf. Aus der Gegenüberstellung von Faktor 1 und 3 kann für Cr insbesondere und $Ni+CaO$ in abgeschwächter Form ein Ausschließen gegenüber SiO_2 interpretiert werden. So ist gerade in Proben mit erhöhten freien Quarzanteilen eine Verarmung von CaO , Cr und Ni zu beobachten.

4.34 Gegenüberstellung der beiden Imprägnationserztypen

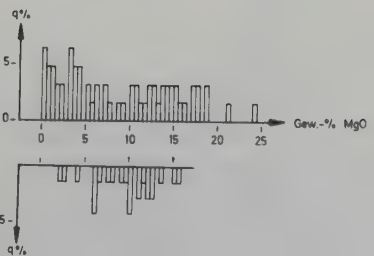
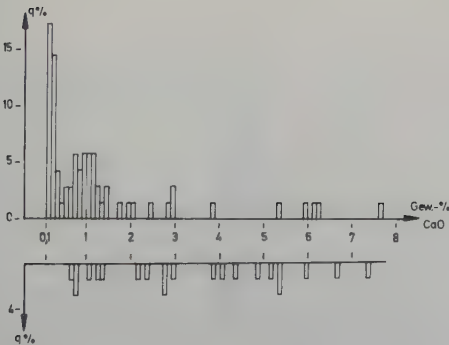
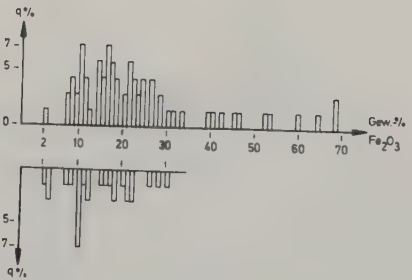
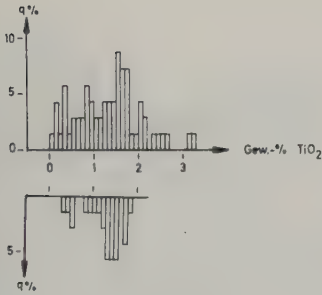
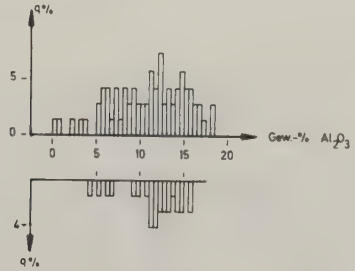
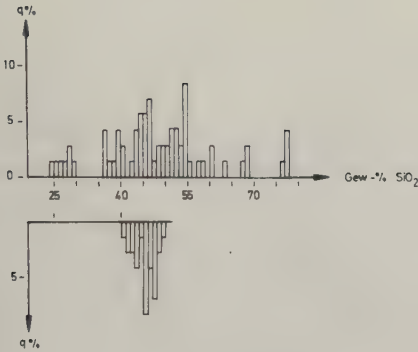
Ein erster Vergleich der Mittelwerte, aber auch die der mineralparagenetischen Zusammensetzungen, ergibt einen hohen Grad an Übereinstimmung.

Relative Häufigkeitsverteilungen (q%)

der Haupt- und Spurenelemente

in Imprägnationserzen mit feingebänderter (nach oben orientiert) und
prasinitischer Gangart (nach unten orientiert)

q % normiert auf $n = 69$

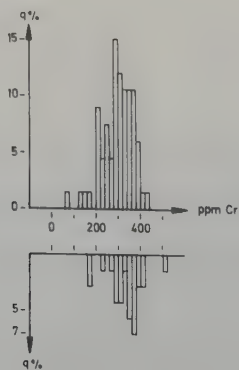
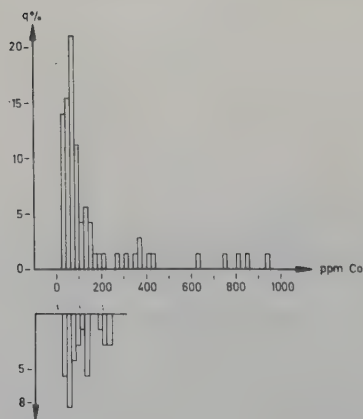
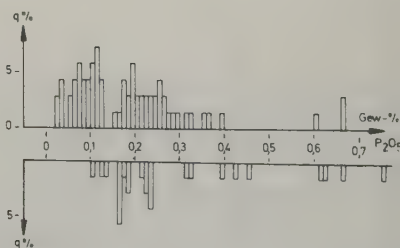
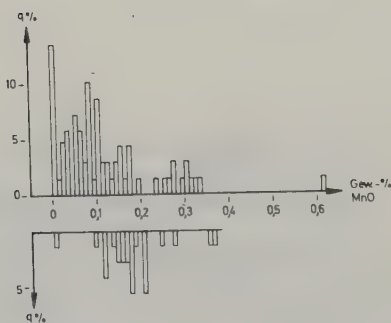
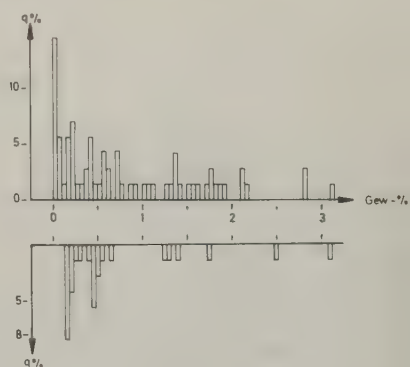
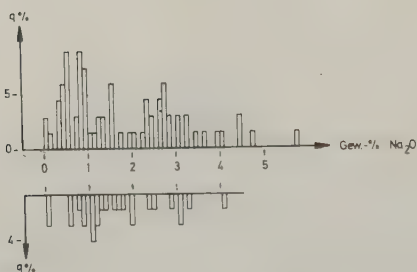


Relative Häufigkeitsverteilungen (q%)

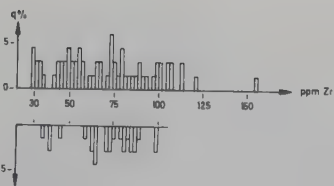
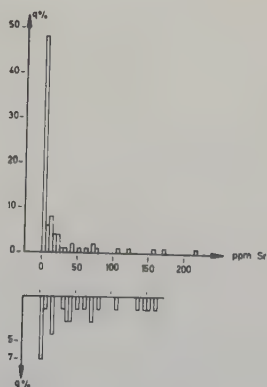
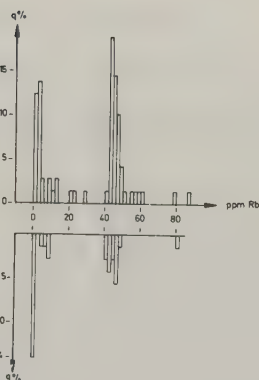
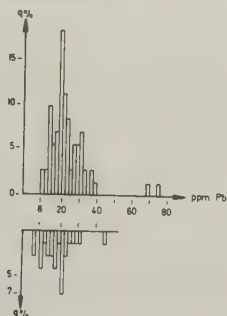
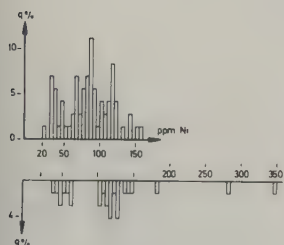
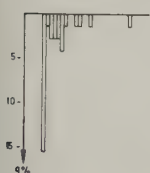
der Haupt- und Spurenelemente

in Imprägnationserzen mit feingebänderter (nach oben orientiert) und
prasinitischer Gangart (nach unten orientiert)

normiert auf n=69



Relative Häufigkeitsverteilungen (q%) der Haupt- und Spurenelemente
in Imprägnationserzen mit feingebänderter (nach oben orientiert) und
prasinitischer Gangart (nach unten orientiert)



Die Diskriminanzanalyse läßt eine hochsignifikante Trennung im 1%-Niveau erkennen. Folgende Elemente tragen mit abnehmender Gewichtung von 20 Variablen schwerpunktmäßig zur Gruppentrennung bei:

CaO, Cr, MgO, TiO_2 , Sr, Na_2O , K_2O , Zr und Pb.

Im Rahmen der Neuordnung wurden aus der Gruppe der Imprägnationserze mit feingebänderter Gangart 5% der 92 Proben zur Gruppe der Erze mit prasinitischer Gangart zugeordnet; umgekehrt wurden nur 1% zur "neuen" Gruppe der Erze in feingebänderter Gangart eingeordnet. Die zweidimensionale Darstellung im Diskriminanzraum ergibt eine gewisse Überlappung der beiden Erztypen. (Abb. 26).

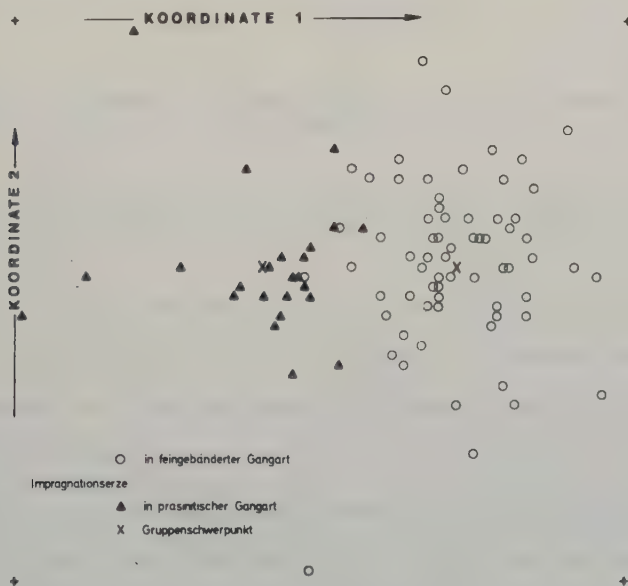


Abb. 26: Darstellung des Diskriminanzraumes für Imprägnationserze in feingebänderter und prasinitischer Gangart.

Im vorliegenden Fall ergibt sich eine Gruppentrennung nur mit Hilfe der für die Gangart kennzeichnenden Elemente. Die für die Vererzung verantwortlichen Elemente, wie Eisen, Kobalt, Kupfer und Zink, tragen nicht zur Gruppentrennung bei.

Die Ähnlichkeit der Vererzungen ergibt sich auch über die Korrelationskoeffizienten (Abb. 27, 28).

Die wichtigsten geochemischen Unterschiede ergeben sich vor allem für die Elementverteilungen CaO, Cr, Sr, Rb und Zr, die die unterschiedlichen Gangarttypen zum Ausdruck haben (siehe genet. Diskussion, Kap. 5).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	Zr
SiO ₂																	
Al ₂ O ₃																	
TiO ₂			0,77														
Fe ₂ O ₃		-0,64	-0,68	-0,58													
CaO																	
MgO			0,77	0,76	-0,50												
Na ₂ O					-0,45												
K ₂ O																	
MnO					-0,53	0,72											
P ₂ O ₅																	
Co		-0,49	-0,55	-0,42	0,76												
Cr			0,52														
Cu									-0,47								
Ni			0,56	0,57			0,67										
Pb																	
Zn																	
Zr		0,68	0,64	-0,64		0,60		0,48		-0,46				0,55			

Abb. 27: Korrelationskoeffizienten-Matrix für Imprägnationserze in feingebänderter Gangart

In der Korrelationskoeffizienten-Matrix sind nur Werte größer $\pm 0,40$ wiedergegeben. Sie sind Ausdruck erhöhter Korrelierbarkeit. Die Koeffizienten nahe ± 1 weisen höchste Korrelation auf. Werte mit dem Vorzeichen + korrelieren positiv, mit - negativ.

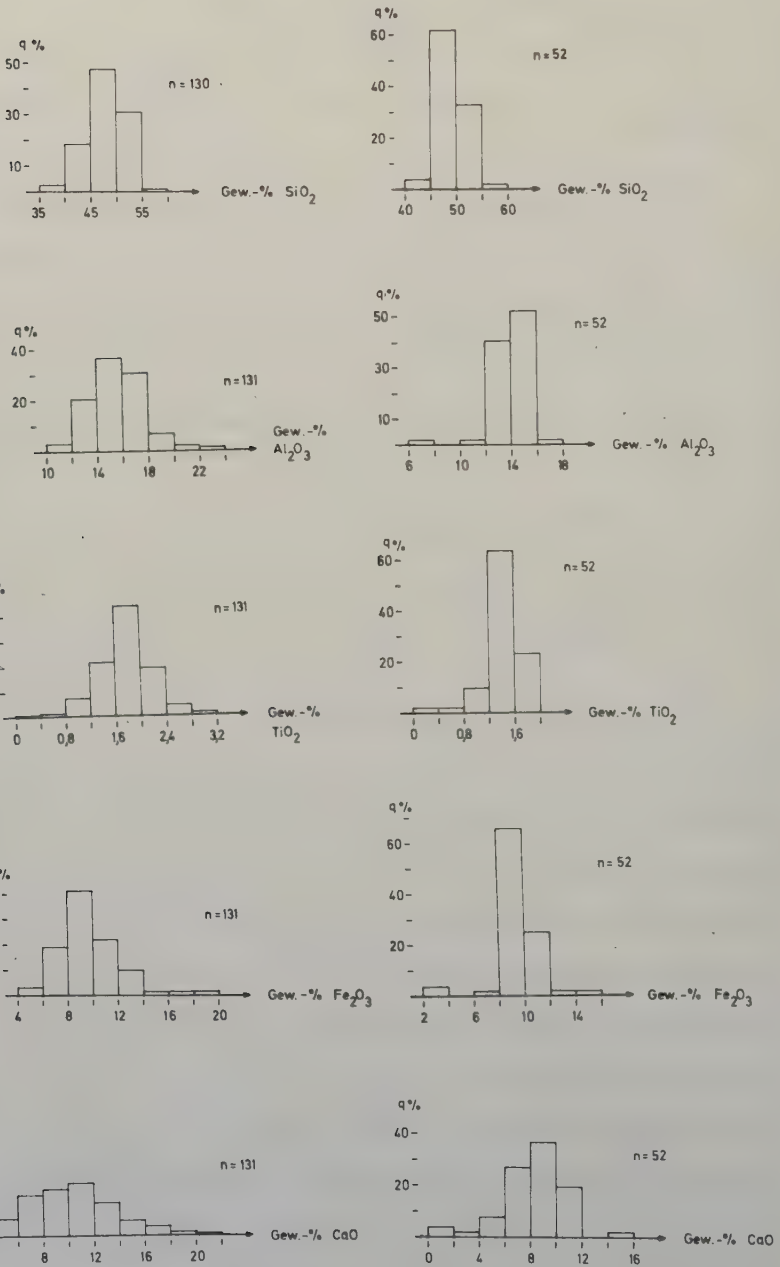
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	Zr
SiO ₂																	
Al ₂ O ₃																	
TiO ₂		0,85															
Fe ₂ O ₃	-0,43	-0,62	-0,54														
CaO				-0,51													
MgO		0,73	0,52														
Na ₂ O				-0,46	0,56												
K ₂ O						0,48	-0,54										
MnO			0,42				0,45	-0,51									
P ₂ O ₅	-0,48																
Co	-0,61	-0,61	0,79				-0,48										
Cr																	
Cu																	
Ni							0,51	-0,42			0,64						
Pb							0,57	-0,51			0,40		0,58				
Zn																0,59	
Zr	0,76	0,79	-0,67			0,52	0,51		0,43	-0,48	-0,66						

Abb. 28: Korrelationskoeffizienten-Matrix für Imprägnationserze in prasinitischer Gangart

4.4 Geochemie der Nebengesteine

Die gefügekundliche Gegenüberstellung von feingebänderten Grünschiefern und Prasiniten (Kap. 3.3) ließ wesentliche Unterschiede erkennen. Die mineralparagenetische Zusammensetzung jedoch zeigt eine hohe Übereinstimmung an. Ein geochemischer Vergleich zwischen den beiden unterschiedenen Grüngesteinstypen ergibt ebenso, vor allem für die Hauptelemente, einen hohen Grad an Gemeinsamkeit. Das gilt besonders für die Elemente SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, P₂O₅, MnO, Cr und Ni. Die Histogramme für ihre relative Häufigkeit zeigen deckungsgleiche Maxima.

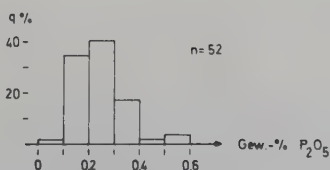
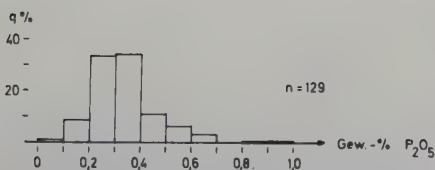
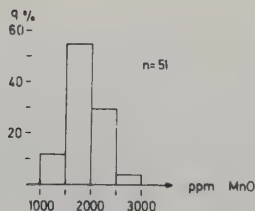
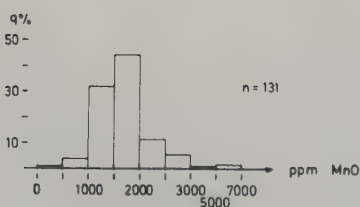
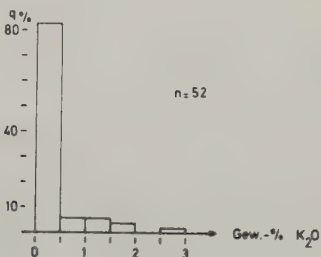
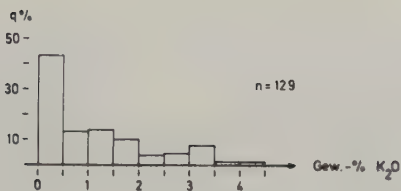
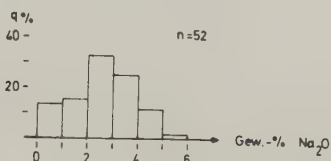
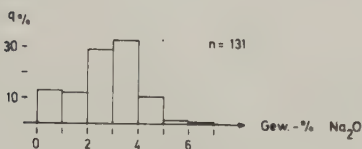
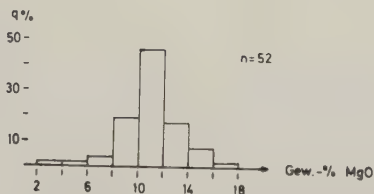
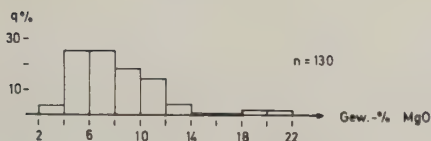
Abb. 29: Relative Häufigkeitsverteilungen (q %) der Haupt- und Spurenelemente in feingebänderten Grünschiefern und Prasiniten



Relative Häufigkeitsverteilungen (q%) der Haupt- und Spurenelemente in

feingebänderten Grünschiefern

Prasiniten

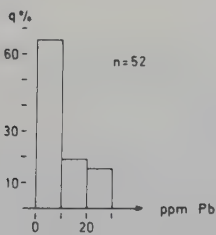
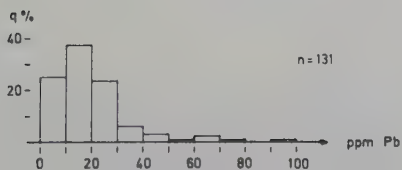
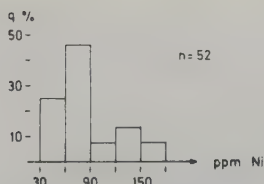
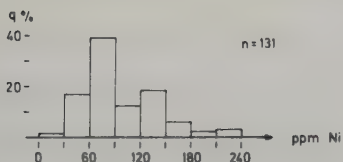
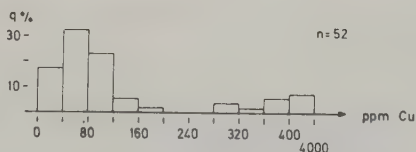
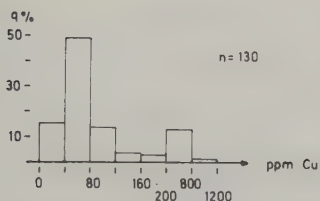
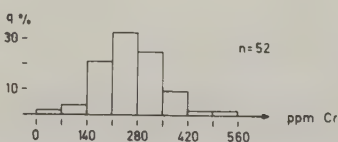
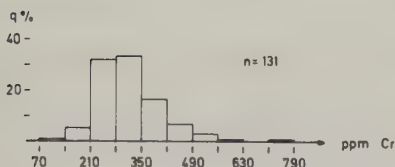
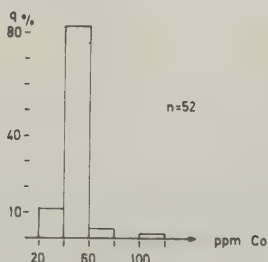
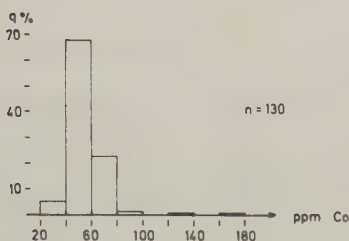


Relative Häufigkeitsverteilungen (q %) - 97 -

der Haupt- und Spurenelemente in

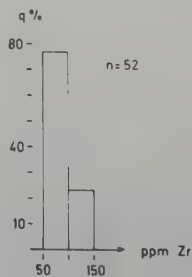
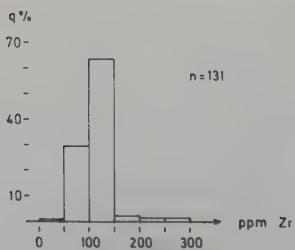
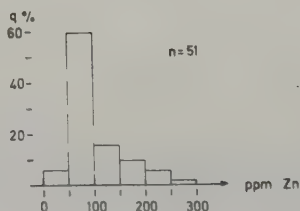
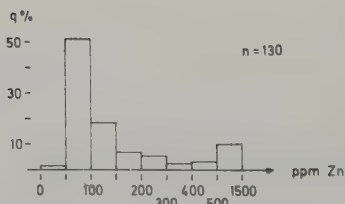
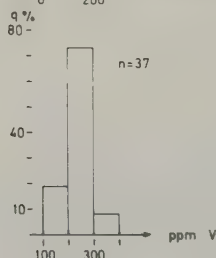
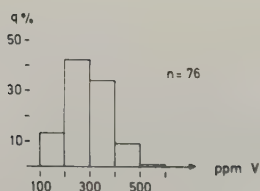
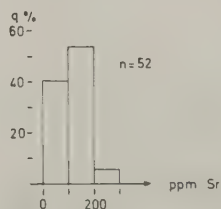
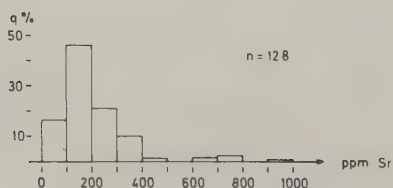
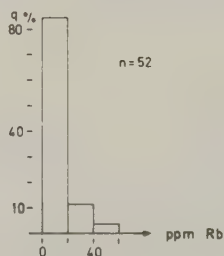
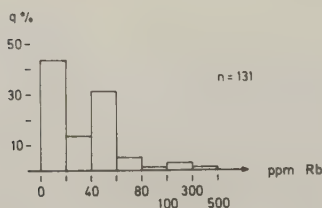
feingebänderten Grünschiefern

Prasiniten



Relative Häufigkeitsverteilungen (q%) der Haupt- und Spurenelemente in feingebänderten Grünschiefern

Prasiniten



Mittelwerte und Standardabweichungen lassen wohl Unterschiede erkennen, doch liegen die Differenzen unter 10% (siehe Anhang).

Die übrigen Elemente, allen voran CaO , K_2O , Rb und Sr, unterscheiden sich in ihren Streubreiten und Mittelwerten eklatant. Für diese 4 Elemente ergibt sich vonseiten der relativen Häufigkeitsverteilung ein weiter Streubereich für die feingebänderten Grünschiefer. Demgegenüber fällt für die Prasinite eine geringe Abweichung vom Mittelwert (Standardabweichung) und Gesamtstreuung (Varianz) auf. Die Abweichungen der Mittelwerte für K_2O , Rb und Sr von über 50% gelten als die wichtigsten Unterscheidungsmerkmale.

Die Diskriminanzanalyse hat unter Einbeziehung aller Elemente eine eindeutige Gruppentrennung von feingebänderten und prasinitischen Grünschiefern zum Ergebnis (siehe Abb. 31).

Die hohe Signifikanz auf dem 1% Signifikanzniveau geht aus der Größe der Freiheitsgrade hervor ($F_1 = 20$, $F_2 = 162$; F-Wert = 10.167) und stellt den Test auf Verschiedenheit der Gruppen dar. Über die gewichteten Eigenvektoren ist die Gewichtung der zur Gruppentrennung beitragenden Variablen (Elemente) zu erfahren; der höchste Zahlenwert zeigt den stärksten Beitrag zur Trennung der Gruppen an:

Glühverlust	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	MnO	Na_2O	Pb	CaO	P_2O_5	Zr
0,63	0,43	0,32	0,28	-0,22	0,1844	0,1836	0,168	0,15	0,124

Fe_2O_3	Co	Sr	Cu	K_2O	Cr	Ni	Zn	MgO
0,12	0,118	0,10	0,08	0,0614	0,0613	0,046	-0,04	0,038

Aus obiger Übersicht ist zu ersehen, daß nicht die zuvor als gesteinscharakterisierend hingestellten Elemente bzw. Elementoxyde K_2O , Rb und Sr den höchsten Beitrag zur Gruppentrennung beisteuern, sondern allen voran der "Glühverlust", dem die Oxide TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 und MnO , etc. folgen.

Gruppenmittelwerte der einzelnen Merkmale:

	Glühv.	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	MnO	Na_2O	Pb	CaO	P_2O_5
feingeb. Grünsch.	5,2	1,73	48,1	15,5	0,17	2,72	19	9,5	0,34
Prasinite	3,2	1,39	49,3	13,9	0,18	2,59	11	8,5	0,24
	%	%	%	%	%	%	ppm	%	%

Ein Vergleich mit den Gruppenmittelwerten der einzelnen Merkmale (siehe obige Tabelle) zeigt zusätzliche, für die Gesteinstypencharakterisierung zu beachtende Variable, wobei die Elementoxyde TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 und CaO besonders zu berücksichtigen sind. Der für feingebänderte Grünschiefer größere Glühverlust liegt in den höheren Carbonatgehalten begründet und kommt durch den ebenfalls gegenüber den Prasiniten erhöhten CaO-Mittelwert zum Ausdruck. Eine eindeutigere Klassifizierung über die Geochemie der beiden Gesteinstypen erlaubt die Gegenüberstellung der relativen Häufigkeiten, wo die kennzeichnenden Streubreiten und Maximaverteilungen zur Geltung kommen (siehe Abb. 29, 30).

Im Rahmen des Zuordnungsverfahrens wurden von insgesamt 183 Proben 10% neu zugeordnet.

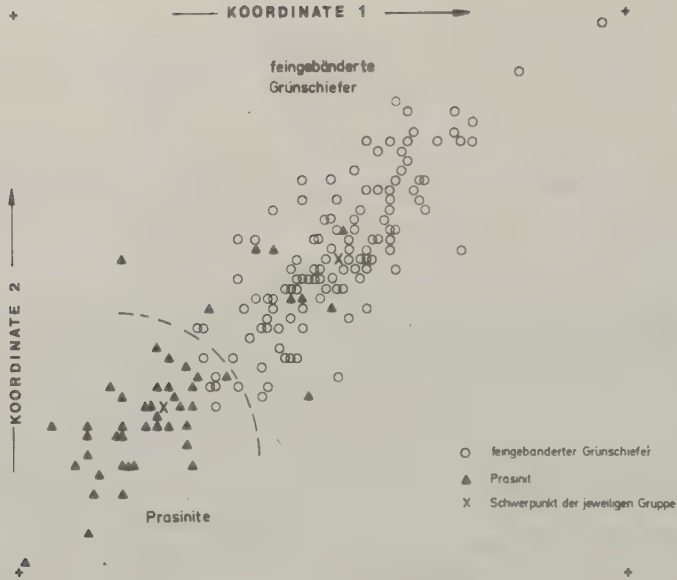


Abb. 31: Darstellung des Diskriminanzraumes für feingebänderte Grünschiefer und Prasinite

Zusammenfassend kann für die Prasinite eine enge Schwankungsbreite aller Elemente und extrem niedrige K- und Rb-Gehalte festgehalten werden. Hierin wird ein für magmatische Gesteine typisches Verhalten gesehen. Der Gesamtchemismus entspricht einem Tholeiitbasalt (siehe Kap. 5).

Die demgegenüber weiten Schwankungen der meisten Elemente in den feingebänderten Grünschiefern mit ihren hohen K-, Rb- und Sr-Gehalten, lassen in Verbindung mit der Feinlamellierung auf einen vulkano-sedimentären Mischgesteinstyp (Tuffit) schließen. Der Gesamtchemismus zeigt ebenfalls basaltische Zusammensetzung und steht dem der Prasinite nahe.

4.5 Geochemisches Verhalten in Profilen vom liegenden Nebengestein über die Vererzung zum Hangenden (Beispiel Karteis)

Hervorragende Aufschlußverhältnisse im Gebiet Karteis/Großarlal er-möglichten eine durchgehende Profilbeprobung der feingebänderten Grün-schieferabfolge im Liegenden der Vererzung, die auf die Hangendserie (sedimentäre Überlagerung von Kalkglimmerschiefer) ausgedehnt wurde (Abb. 32).

Die in den Vererzungen angereicherten Spurenelemente Co, Cu und Zn weisen in den liegenden Grüngesteinsabfolgen geringe Schwankungsbreiten auf (siehe Profildarstellungen, Abb. 33, 34). Unmittelbar im Liegenden des quarzitisches Reicherzbandes steigen die Cu- und Zn-Werte um das bis zu 10-fache an. Im Hangenden der Vererzung zeichnet sich kein kontinuierliches Abklingen der Werte ab, vielmehr werden dort abrupt dieselben Gehalte wie im Liegenden wieder vorgefunden. Erst mit zunehmendem Sedimentanteil steigen, allerdings nur die Zn-Gehalte, erneut an.

Im Profil Ka-II, das die liegenden Grüngesteinsabfolge repräsentiert, fallen für Cu, Co und Zn schwach erhöhte Bereiche auf. Für Ni und Cr ergeben sich dort Maximalgehalte. Kennzeichnend sind schnell ansteigende Ni- und Cr-Gehalte, die gegen das Hangende langsam abklingen (siehe Abb. 33 u. 34). Die Hauptelemente lassen hingegen keinerlei Schwankungen erkennen. Innerhalb der Vererzung sinken die Ni-Werte ab. Das Verhalten von Cr ist umgekehrt. Die im liegenden Nebengestein rhythmisch auftretenden Maximalgehalte von Cr zeichnen auch die Vererzung aus.

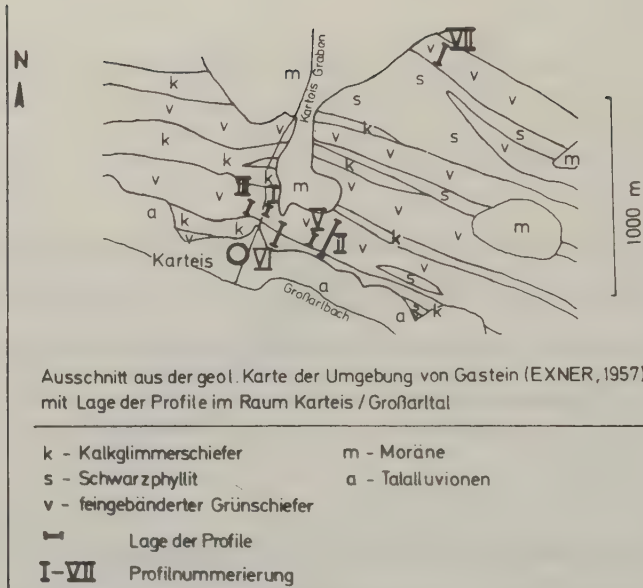
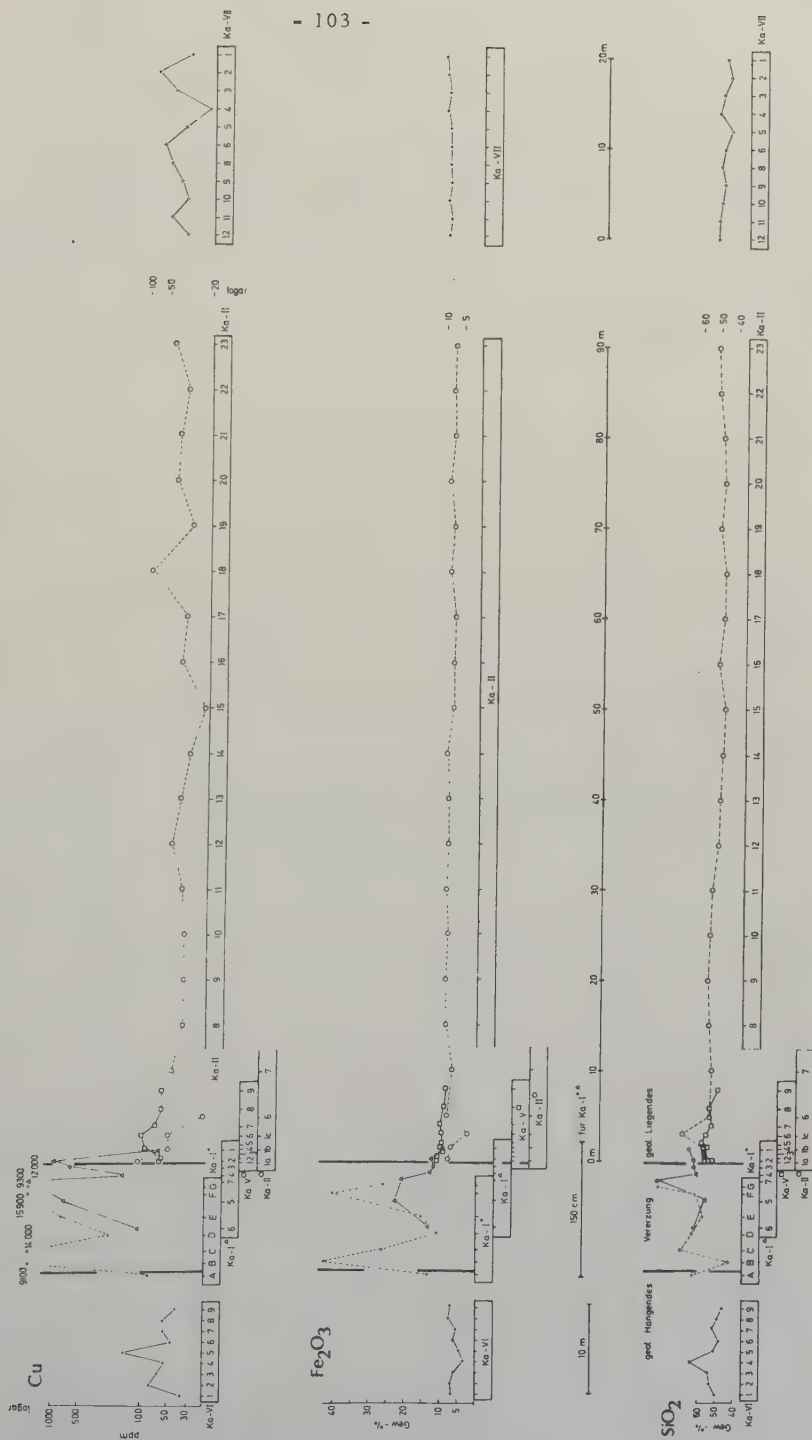


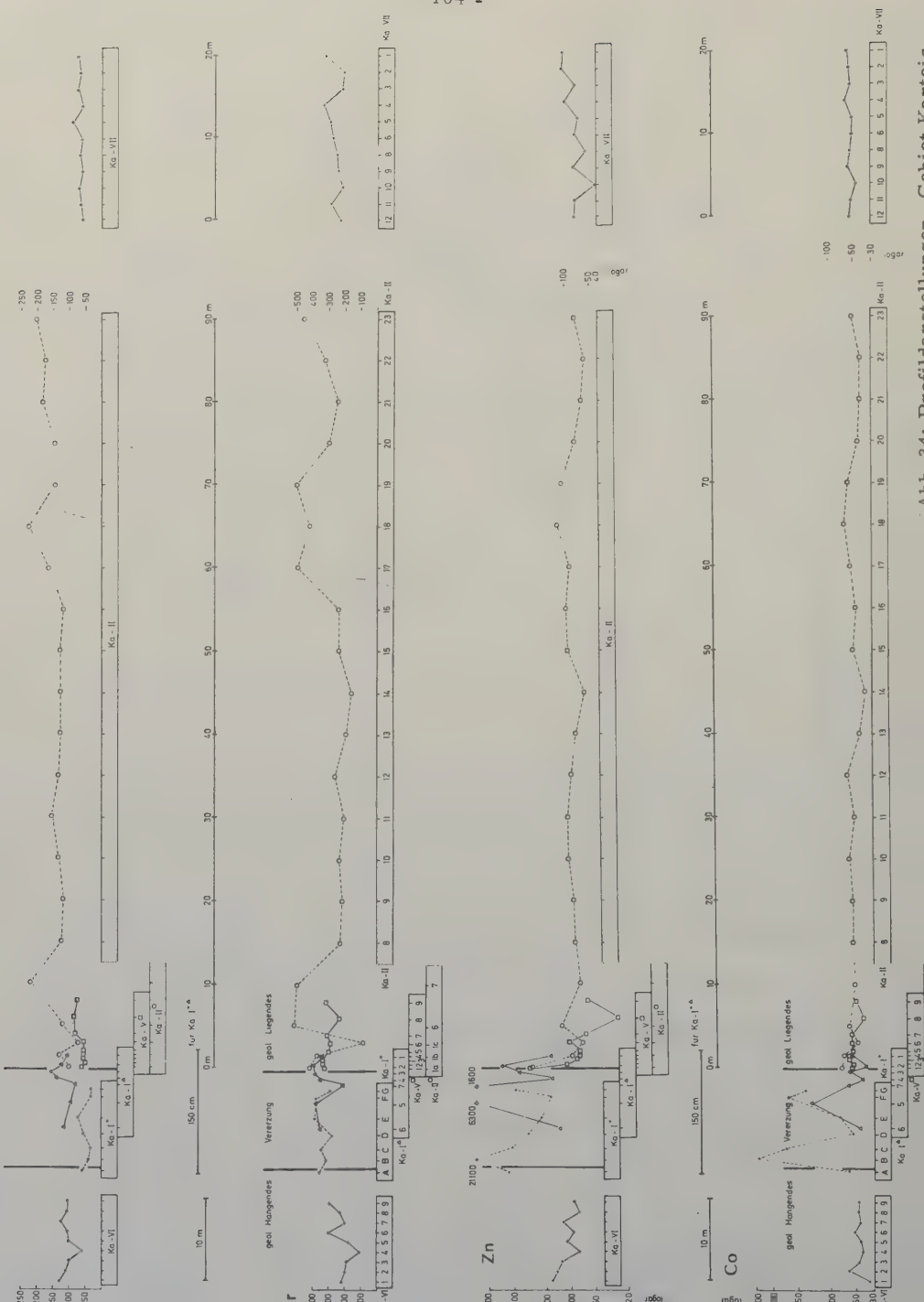
Abb. 32: Profillageplan

Erst gegen die sedimentäre Überdeckung fallen seine Werte stark ab. Diese erhöhte Chromführung innerhalb der Vererzungen beschränkt sich auf die Imprägnationserze.

Gleiches Verhalten von Cr, sowie mit Chrom korrelierende Spurenelemente (Co, Ni, Zn), konnte an allen Kieserzproben mit feingebänderter Gangart beobachtet werden. Für Imprägnationserze und die "überhöhten Bereiche" im Nebengestein sind Chrom-Gehalte von 300 ppm kennzeichnend. Ansonsten pendeln seine Werte zwischen 150 und 250 ppm.

Abb. 33: Profilardstellungen der feingebänderten Grünschiefer, Vererzungen und Sedimentüberdeckung im Gebiet Karteis





In dem besonders durch Cr angezeigten charakteristischen Schwanken der Spurenelementgehalte wird eine Möglichkeit zur Abgrenzung von "vulkanischen Eruptionsphasen" gesehen. Zur Abstützung dieser Hypothese fehlen jedoch leider geochemische Untersuchungen an rezenten Beispielen.

Die plötzlich ansteigenden Cr-Werte markieren bei Richtigkeit dieser Annahme eine beginnende eruptive Phase. Das langsame Abklingen der Cr-Gehalte gegen das geologisch Hangende wird mit abnehmender vulkanischer Aktivität gleichgesetzt. Aus den erhöhten Chromgehalten innerhalb der Vererzung wäre demgemäß eine ebensolche Bindung an eine eruptive Phase abzuleiten. Demgegenüber gehen die genetischen Diskussionen über Kiesvererzungen gleichen Typs meist von postvulkanischen, zirkulierenden Lösungen aus, die zu den Schwermetallanreicherungen führten (BONATTI et al., 1976 -siehe auch Kap. 5).

Für die Prasinite konnte am Beispiel Prettau eine gleichgeartete Charakteristik festgestellt werden. Die Maximal-Gehalte im Nebengestein fallen deutlich niedriger aus. Hingegen sind die Chromwerte in den Imprägnationserzen mit prasinitischer Gangart erheblich höher als die mit feingebänderter Gangart. Es werden hier die höchsten Cr-Gehalte überhaupt (bis zu 500 ppm Cr) beobachtet. Insgesamt liegen dagegen die von SCHMID (1973) von Prettau angegebenen Cr-Werte deutlich niedriger. SCHMID hebt jedoch hervor, daß die Chromgehalte in den "erzführenden Schichten geringfügig erhöht" sind.

Das von BONATTI et al. (1976) für postvulkanische Metallanreicherungen als charakteristisch angeführte Element Mangan weist in den Kiesvererzungen der Grüngesteine und der sedimentären Überdeckung der Oberen Schieferhülle keine anomalen Werte auf. So kann auch kein Zusammenhang von seiten des Mangan mit den Kiesvererzungen erkannt werden. In diesem Rahmen sei auch auf das Fehlen kieselsäurereicher Sedimente im Dach der Vererzung hingewiesen.

5. Diskussion der geologischen und geochemischen Ergebnisse und Vorstellungen zur Genese der Kiesvererzungen

Die lagerstättenkundlichen Untersuchungen führten, wie dargelegt, auf Grund unterschiedlicher Gangart und Nebengesteine zu einer Zweiteilung der Kiesvorkommen. Die enge Verknüpfung der Vererzung mit der Gesamtgesteinsabfolge macht eine vorausgehende ausführliche genetische Deutung der Grüngesteine erforderlich.

5.1 Genetische Diskussion der Grüngesteine

Die Assoziation von Grüngesteinen zusammen mit Ultrabasitmassen, allgemein als Ophiolithabfolge bezeichnet (STEINMANN, 1926, DICKEY, 1975), veranlaßte in jüngster Zeit viele Tauerngeologen, z. B. TOLLMANN (1975) FRISCH (1974) von "Ozeanischer Kruste" zu sprechen. Erste geochemische Untersuchungen stammen von DIETRICH (1967). Sie wurden an Grüngesteinsabfolgen der oberpenninischen Platta-Decke/Graubünden durchgeführt;

das Ergebnis zeigt eine gute Vergleichsmöglichkeit mit ozeanischen Basalten. Erst im Jahre 1975 werden von BICKLE & PEARCE Analysendaten von Grüngesteinen der Glocknerfazies veröffentlicht. Sie sprechen nach den von PEARCE & CANN (1971) entwickelten Auswertungsvorfahren für das Vorhandensein von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten.

Die von CANN (1970, 1971) aufgestellten und von PEARCE & CANN (1971, 1973) und PEARCE et al. (1975) weiterentwickelten Kriterien für die Klassifikation von Basalten an Hand der Elemente Rb, Sr, Ti, Y, Zr, sowie K_2O und P_2O_5 , bilden die Grundlagen für die folgenden Grüngesteinsdiskussionen.

Danach fallen alle untersuchten südlichen und nördlichen Grüngesteine (feingebänderte Grünschiefer und Prasinite) in den Dreiecksdarstellungen Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr, sowie $K_2O-P_2O_5-TiO_2$ in das Feld der "Ozeanbasalte" (Abb. 35, 36, 37). Für die Grüngesteine aus dem Gebiet nördlich des Alpenhauptkammes fällt eine breitere Streuung auf, die bis in das Feld "K-arme Basalte" reicht. Doch gilt es zu beachten, daß gerade diese Proben von allen untersuchten Gesteinen die höchsten Kaliumwerte haben. Nun wird allerdings von CANN (1970) ausdrücklich auf eine ausgeprägte Mobilisation von K, Rb und Sr im Stadium der Verwitterung und Metamorphose hingewiesen, die unter den Bedingungen der Grünschieferfazies gegenüber frischen Basalten zu einer Abfuhr, besonders von Kalium, führen soll. Zwischen den Prasiniten und den feingebänderten Grünschiefern bestehen hohe Unterschiede im K_2O -Gehalt, die für die Mittelwerte

eine Differenz von 0,8 Gew. -% ausmachen. ABRAHAM et al. (1974), ebenso wie WEBER-DIEFENBACH (1976a), die die progressive Metamorphose in basischen Gesteinen der Tauern-Südseite untersuchten, fanden wohl im Mittel in Amphiboliten etwas niedrigere Kaliumgehalte gegenüber den geringer metamorphen Prasiniten. Ihre Werte unterscheiden sich jedoch im Mittel um weniger als 0,1 Gew. -%. Daraus ist zu schließen, daß die unterschiedlichen K_2O -Werte wohl nicht allein auf Metamorphoseunterschiede zurückgeführt werden können. Wie die bereits dargelegten petrographischen Befunde untermauern, muß ein primär verschiedenartiger Stoffbestand zwischen Prasiniten und feingebänderten Grünschiefern vorgelegen haben.

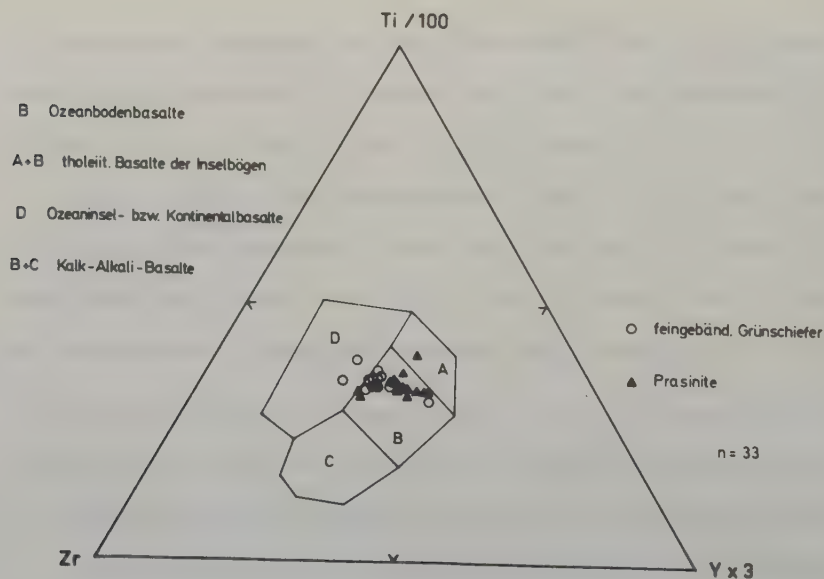


Abb. 35: Variationsdiagramm Ti - Zr - Y, nach PEARCE & CANN (1973) für feingebänderte Grünschiefer (Kreise) und Prasinite (Dreiecke).

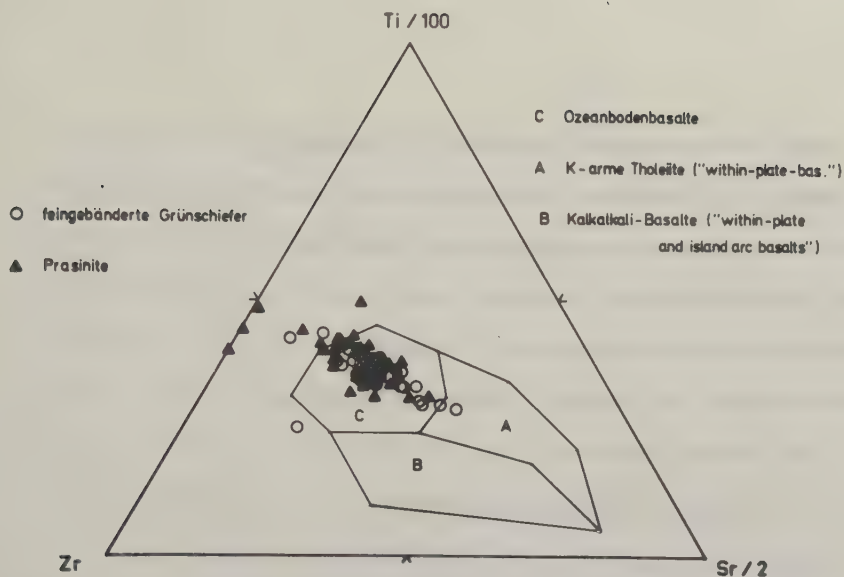


Abb. 36: Dreiecksdarstellung Ti-Zr-Sr nach PEARCE&CANN (1973), zur Unterscheidung von "Ozeanbodenbasalten", "K-armen Tholeiit-basalten" und "Kalk-Alkali-Basalten".

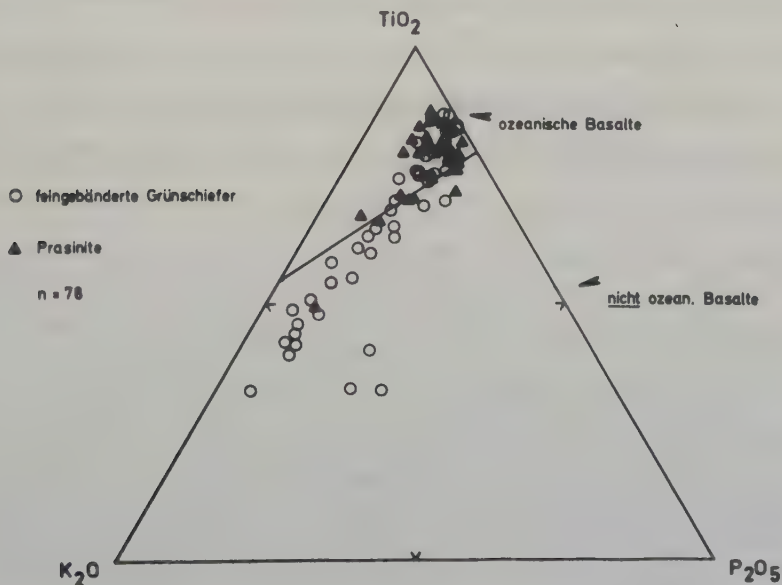


Abb. 37: Dreiecksdarstellung TiO_2 - K_2O - P_2O_5 nach PEARCE et al. (1975), zur Unterscheidung von ozeanischen und nicht ozeanischen Basalten

Aus der Dreiecksdarstellung Ti - Zr - Y (Abb. 35) ergibt sich wegen der geringen Mobilität dieser Elemente eine aussagekräftige Zuordnung der Gesteine zu den verschiedenen Basalttypen (PEARCE & CANN, 1973). Aus den gesamten Grüngesteinsproben wurden 33 repräsentative Proben für diese Darstellung verwendet. Hiervon entfallen 88% in das Feld "ocean-floor basalts". Die übrigen Proben verteilen sich auf die Felder A und D (siehe Abb. 35).

Für die Prasinite ergibt sich in allen Darstellungsmöglichkeiten nach PEARCE et al. (siehe Abb. 35- 37) die eindeutige Zuordnung zu den Ozeanbodenbasalten, die für das Gebiet Pfitschtal von WAGNER (1976) bestätigt werden. Die feingebänderten Grüngesteine weisen hingegen im Diagramm TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (Abb. 37), das zur Unterscheidung von ozeanischen und nicht ozeanischen Basalten verwendet wird, eine weite Streuung im Feld letztgenannter Basalte auf. Sie kann mit Hilfe der Darstellung Ti-Zr-Sr (Abb. 36) auf vulkanische Inselbogenbasalte präzisiert werden. Diese sind nach PEARCE et al. (1973) an konvergierende Plattenränder gebunden.

Die Zuordnung der Prasinite zu Ozeanbodenbasalten ist gleichzusetzen mit einem tholeiitisch-basaltischen Chemismus (PEARCE & CANN, 1973). Unter Hinzuziehung der petrographischen Befunde darf auf eine rein magmatische Herkunft der Prasinite geschlossen werden. Für die Prasinite des Bereichs Pfitschtal hebt WAGNER (1976) im weiteren hervor, daß die positiven Korrelationen von Ni-Cr und Co-Cr ebenso auf eine orthogene Abstammung deuten.

Im Gegensatz hierzu stehen die feingebänderten Grünschiefer. Die hohen K_2O -Gehalte, die durchwegs charakteristisch weite Streuung der meisten Elemente, weisen die feingebänderten Grünschiefer trotz eines tholeiitisch-basaltischen Gesamtchemismus nicht als "reines" Produkt eines basaltischen Magmas aus. Die Häufung der Proben im Bereich des Ozeanbodenbasaltfeldes weist auf die chemische und möglicherweise geotektonische Verwandtschaft mit den Prasiniten hin. Gefügekundliche Beobachtungen und die karbonatischen Sedimenteinschaltungen in die Grüngesteinsabfolge der Tauern-Nordseite stützen die Annahme einer primären vulkano-sedimentären Gesamtabfolge, die sich aus Tuff und Sedimentanteilen, bzw. Tuffiten zusammensetzt.

Die feingebänderte Struktur, ihre Wechsellagerung mit pelagischen Sedimenten (Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite) weisen auf eine Ablagerung in marinem Milieu hin. Schwierig ist jedoch die Beantwortung der Frage nach dem genauen Bildungsraum innerhalb des eugeosynklinalen Troges. Den Diagrammen von PEARCE et al. (1971-75) entsprechend, können vulkanische Inselbogenbasalte an konvergierenden Platten oder Ozeaninselbasalte vom Typ Hawaii in Betracht gezogen werden. Eine derartige Zuordnung würde allerdings die Frage nach der Anwesenheit kalk-alkalischer Basalte aufwerfen, die nach dem derzeitigen Stand der Untersuchungen im Penninikum nicht bekannt sind. Andererseits muß unter Annahme einer Bildung der vulkano-sedimentären Abfolge im Bereich divergierender Platten bemerkt werden, daß Tuffitablagerungen in der Nähe ozeanischer Rücken bisher nicht beobachtet werden konnten.

Nun haben aber Untersuchungen von SUGISAKI et al. (1972) an spät-paläozoischen geosynklinalen Basalten der Japanischen Inseln mit Hilfe der K_2O -Gehalte zu dem Ergebnis geführt, daß Basalte an den Rändern der Eugeosynklinale 3 mal so hohe Werte (0,69% K_2O) aufweisen als die der zentralen Zone (0,22%). Überträgt man diese Ergebnisse auf die Verhältnisse in der Glocknerfazies, so ergibt sich eine sinnvolle Gliederung des penninischen, eugeosynklinalen Troges. Danach wären die Grüngesteine der Tauern-Südseite, die Prasinite, die im Gebiet von Heilblut/Großglockner von mächtigen Serpentinmassen unterlagert sind, der zentralen bzw. axialen Zone der penninen Eugeosynklinale zuzuordnen. Die feingebänderten Grünschiefer könnten nach den Erkenntnissen von SUGISAKI et al. (1972) in den Randbereichen gebildet worden sein. Die im geologisch Liegenden auftretenden geringmächtigen Serpentinkörper könnten durch die kurzzeitige Bildung eines Ozeanrückens erklärt werden. (DICKY, 1975). Nach seiner Zurückbildung setzt die eruptive vulkanische Tätigkeit ein, die zur Ablagerung der vulkano-sedimentären Abfolge führte.

5.2 Genetische Diskussion der Kiesvererzungen

Die bisher aufgeführten geologischen, petrographischen und geochemischen Ergebnisse erlauben folgende, für die genetische Diskussion wichtigen Feststellungen: Die Kiesvererzungen der Oberen Tauernschieferhülle treten im Dach einer bis zu 1000 m mächtigen Ophiolithabfolge auf. Sie sind

schichtkonkordant und horizontbeständig an tholeiitisch-basaltisch zusammengesetzte Grüngesteine gebunden. Es lassen sich petrographisch und geochemisch zwei Nebengesteinstypen (feingebänderte Grünschiefer und Prasinite) unterscheiden. In entsprechender Weise kann ein Kiesimprägnationstyp in feingebänderter Gangart, gekoppelt mit quarzitischen Reicherzbändern, und ein Kiesimprägnationstyp in prasinitischer Gangart (Tauern-Südseite) abgegrenzt werden. Die Geochemie der Imprägnationserze weist, was die Schwermetallverteilung anbetrifft, keine nennenswerten Unterschiede auf. Der Bildungsraum spricht auf Grund der geologischen und geochemischen Charakterisierung der Grüngesteine und der überlagernden Sedimente für marines Milieu.

Die Kiesvererzungen sind in gleichem Maße wie das Nebengestein metamorph überprägt und von einer gleichartigen Tektonik erfaßt. Es sprechen somit alle Beobachtungen für eine syngenetische Erzmineralisation (ANGER, 1971), wie sie bereits HEGEMANN (1942-1958) und SCHMID (1973) ausgesprochen haben. SCHMID (1973) läßt jedoch offen, ob eine synsedimentäre oder syndiagenetische Stoffzufuhr angenommen werden darf.

Im Verhalten der Spurenelemente Cr, Ni, Zn, Cu und Co wird eine mögliche Antwort auf die zeitliche Einordnung der Stoffzufuhr gesehen. Wie bereits dargelegt wurde, kann der rhythmisch sich wiederholenden Zu- und Abnahme von Cr die Rolle eines Indikators für vulkanische "eruptive Phasen" zugesprochen werden. Da die erhöhten Cr-Gehalte auch in den Imprägnationserzen zu beobachten sind, kann ein Zusammenhang zwischen

Erzzufuhr und vulkanischer Aktivität festgestellt werden. Ein weiteres Indiz wird einerseits in der Einleitung der Vererzung durch ein quarzitisches Reicherzband gesehen und andererseits in der Abwesenheit kiesel-säurereicher, Mn-angereicherter Horizonte im Hangenden der Kiesmine-ralisation.

Für Kieslagerstätten, die mit Mn-führenden Kieselschiefer- oder Radio-larithorizonten gekoppelt sind, wie sie z. B. aus der Toskana/Italien be-kannt sind, werden postvulkanische, zirkulierende Lösungen, die über Aus-laugung der Basalte ihre Schwermetallanreicherungen erlangen (BONATTI et al. , 1976), verantwortlich gemacht. Sie sind einer syndiagenetischen Vererzung gleichzusetzen.

ANGER (1966) beschreibt norwegische Kiesvorkommen (Skorovas, Lökken, Stordö), in denen konkordante Jaspislagen mit schwankenden Fe-Gehalten die Erzkörper unterlagern. In diesen Fällen scheinen (Angaben fehlen bei ANGER, 1966) Mn-reiche, kiesel-säurereiche Sedimente im Hangenden der Lagerstätten zu fehlen. Ausgehend von den eigenen Beobachtungen wird gefolgert, daß einerseits die Cr-Verteilung und die Anwesenheit quarzitischer Lagen im Liegenden der Vererzung für eine synsedimentäre Entstehung sprechen. Auslaugungsprozesse durch postvulkanische, zirkulierende Lösungen sind hingegen auf Grund der fehlenden Anreicherungs-horizonte mit hochmobilen Elementen, wie z. B. Mangan, auszuschließen. Eine andere Art sekundärer Anreicherungen, wie sie von STRAKHOV & NESTEROVA (1968) im Einflußgebiet der Kurilenvulkane (Kamchatka)

beschrieben werden, können ebensowenig in Betracht gezogen werden. Elemente, wie Mn und Mo, sowie Fe und V zeigen dort erhöhte Gehalte in den marinen Sedimenten des Okhotsmeeres, die auf Pyroklastikaanteile zurückgeführt werden. Es wird eine Erzzufuhr in unmittelbarem Zusammenhang mit einem ausklingenden Vulkanismus angenommen. Die schwermetallangereicherten Lösungen sind azsender Natur und werden als hydrothermale, vulkanische Restlösungen basaltischer Magmen angesehen.

Der Vererzungsmechanismus und die Zusammensetzung der Hydrothermen läßt sich an der heute vorliegenden Erzabfolge und Gangart ablesen. Sie sind jedoch für die beiden unterschiedenen Vererzungstypen (nordseitige und südseitige Vorkommen) verschieden.

Die vor allem im Großarlal konzentrierten Kiesvererzungen setzen abrupt in periodisch wieder einsetzenden Zyklen ein. Für sie müssen Fe-, Co-, Cu- und Zn-angereicherte Lösungen in Betracht gezogen werden. Gerade die hohen Co-Werte können nach JOHNSON (1972) als Indikator für beginnende Erzzufuhr verwendet werden. HEGEMANN (1942) konnte für die Großarl Kieserze nachweisen, daß Pyrit der wichtigste Co-Träger ist.

Die unterschiedlichen Quarz- und Sulfidgehalte in den Reicherzbändern können nach den petrologischen Befunden von DICKSON (1965) möglicherweise auf unterschiedliche Druck- und Temperaturverhältnisse, unter denen die Lösungen sich befanden, zurückgeführt werden. So stellte

DICKSON (1965) in wässrigen Na_2S -Lösungen eine zunehmende Quarz-Löslichkeit fest. Abnehmendes Lösungsvermögen für metallische Sulfide konnte dagegen bei zunehmenden Druck (beobachteter Druckbereich 1-2000 bar) festgestellt werden. Für zunehmende Temperatur -über 150°C - wird allgemein zunehmende Löslichkeit beschrieben. Unterhalb der 150°C -Marke nehmen dagegen mit ansteigender Temperatur die Löslichkeiten von Quarz und den Sulfiden ab. Andererseits kann wieder bei erhöhter Na_2S -Konzentration der Lösungen mehr Quarz gelöst werden. Für die Großarler Reicherze kann auf Grund dieser vielfältigen Möglichkeiten keine Bildungstemperatur abgeschätzt werden. Zusätzlich wäre für den Erzbildungsraum die Kühlwirkung des Meerwassers (WOLFF, 1966) mit zu berücksichtigen.

Die im Hangenden der Reicherze folgenden Kiesimprägnationshorizonte müssen in genetischem Zusammenhang mit der Ablagerung der vulkanosedimentären Gesteine gesehen werden. Geochemische und gefügekundliche Übereinstimmungen lassen einen gleichzeitigen Absatz der Schwermetallösungen und der Gangart annehmen. Die Hydrothermenzusammensetzung wird als dieselbe angesehen, wie sie für die Reicherze angenommen wird. Sie wird für den hohen, freien Quarzanteil in den Imprägnationserzen verantwortlich gemacht. Andererseits hatten diese Lösungen einen Abtransport leichtlöslicher Verbindungen zur Folge. Die hohen Ca-, Rb- und Sr-Verarmungen werden auf eine gute Abfuhrmöglichkeit durch das umgebende Meerwasser zurückgeführt. Gleichzeitig anzusetzen ist eine

hochgradige Zersetzung der Gangart, die zu einer intensiven Chloritisierung Anlaß gab (SCHMID, 1973). Die Bildung der linsigen, stark in ihrer Mächtigkeit schwankenden Vererzungen wird durch bessere Fällungsbedingungen in Senken oder Becken begünstigt worden sein.

Die Kiesimprägnationen in prasinitischer Gangart zeichnen sich durch bedeutend geringeren freien Quarzanteil aus. Den Spurenelementverteilungen nach zu urteilen, sowie nach Aufbau der Vererzungen, scheidet eine abrupte und rhythmische Zufuhr aus. Es wird vielmehr ein kontinuierlicher, in-situ-Absatz, jedoch im Rahmen einer ausklingenden vulkanischen Aktivität (Basaltförderung) angenommen. Die weniger ausgeprägte Verarmung gegenüber den Kieserzen in feingebänderter Gangart, vor allem von Ca und Rb, kann auf eine schwächer wirksam gewordene Metasomatose vom chloritischen Typ (SCHMID, 1973) zurückgeführt werden. Sicherlich muß auch die geringere Permeabilität der Prasinite berücksichtigt werden.

Entsprechend den Ausführungen von SEIBOLD (1973) können in Restschmelzen von Tholeiitbasalten Fe, SiO_2 und S angereichert werden. Hinsichtlich der Herkunft des Schwefels sind jedoch in jüngster Zeit neue Interpretationen veröffentlicht worden. So gehen BONATTI et al. (1976) für die italienischen Kiesvererzungen in Ophiolithen hypothetisch von einer Reduktion des im Meerwasser genügend vorhandenen Sulfat-Schwefel aus, der im Kontakt mit den schwermetallführenden Hydrothermen

eine Sulfidfällung veranlaßte. Isotopenuntersuchungen an "Kuroko-Typ"-Lagerstätten in Japan (SASAKI & KAIJWARA, 1971; SANGSTER, 1971) führen ebenso zur Ableitung des Schwefels aus dem Meerwasser. JENSEN (1971) interpretiert seine S^{34} -Daten als bakteriogenen Schwefel; hauptsächlich juvenilen Schwefel weisen BOGDANOV & GOLUBCHINA (1971) in sowjetischen Kieserzen nach.

Sicherlich spielt biogener und "Meerwasser"-Schwefel für unter reduzierenden Bedingungen gebildeten oder durch postvulkanische Auslaugungsprozesse zurückzuführende Metallabsätze eine wichtige Rolle. Im Fall der Kiesvererzungen in den Metabasiten der Oberen Tauernschieferhülle wird jedoch eine rein ascendente, juvenile S-Zufuhr angenommen, da besonders die Spurenelemente Cr, Co, Ni, sowie Cu und Zn für eine Vererzung im Rahmen einer vulkanischen Aktivität sprechen. Sicherlich kann eine Mischung von juvenilen und exogenen Komponenten nicht ausgeschlossen werden. Die für Auslaugungsprozesse häufigen Fällungszonen unter oxidierenden Bedingungen (BÄCKER & RICHTER, 1973) würden allerdings zu primären Fe-hydroxiden und Fe-oxiden führen (WEBER-DIEFENBACH, 1976 b). Wie jedoch nachgewiesen werden konnte, sind die in den Kiesvererzungen auftretenden Magnetite auf metamorphe Prozesse zurückzuführen.

5.3 Einordnung der Untersuchungsergebnisse in den derzeitigen Stand der Tauern- und Alpengeologie

Die von FRISCH (1974) noch hypothetisch geäußerte Existenz von ozeanischer Kruste im Pennin des Tauernfensters wird bereits von TOLLMANN (1975) wegen Fehlens eines kristallinen Untergrundes, allein basierend auf geologisch-tektonischen Beobachtungen, als gesichert angesehen. BICKLE & PEARCE (1975) und WAGNER (1976) veröffentlichen erste geochemische Analysen, gewonnen aus Einzelproben, die das Vorhandensein ozeanischer Kruste absichern. Die eigenen, an umfangreichem Probenmaterial gewonnenen Ergebnisse, bestätigen diese Annahmen.

Darüber hinaus wird eine differenziertere Abgrenzung der penninischen Eugeosynklinalen ermöglicht, wie sie für den Bereich des Tauernfensters bisher nicht beschrieben worden ist. So kann auf Grund der gefügekundlichen und geochemischen Befunde eine symmetrische Verteilung der Grünschiefer im Tauernfenster nicht angenommen werden. Es ergibt sich vielmehr eine gut untergliederungsfähige S-N-Abfolge für die Glocknerfazies der Oberen Tauernschieferhülle. Den zentralen bzw. axialen Bereich der penninischen Eugeosynklinalen repräsentieren im S, unterlagert von mächtigen Serpentinmassen an der tektonischen Basis (Heiligenbluter Serpentinzug), reine, porphyrische Tholeiitbasalte, die heute als Prasinite vorliegen. In den Dachregionen dieser Abfolge, angezeigt durch Sedimentzwischenschaltungen (Kalkglimmerschiefer), treten schichtgebundene Kiesimprägnationen auf.

Nach N schließt sich eine mögliche Flachwasserregion an, in der es zur Ablagerung karbonatreicher, eintöniger, durch dendritisches Material verunreinigter Sedimente (Kalkglimmerschiefer) kam. Diese Zone ist heute nur noch in der "Glockner - Depression" aufgeschlossen.

Im nördlichen Tauernfenster folgt die Randfazies der eugeosynklinalen Entwicklung. Das kurzzeitige, möglicherweise oszillierende Aufreißen der Erdkruste, führte zur Bildung geringmächtiger Serpentinithkörper, in deren Gefolge eine flachmeerische, submarin-eruptiv-vulkanische Tätigkeit einsetzte. Sie gab zur Ablagerung der mächtigen vulkano-sedimentären Abfolge (feingebänderte Grünschiefer) Anlaß.

Die nur halbseitig aufgeschlossene, aber scheinbar vollständige Ophiolithserie im Tauernfenster, läßt nach den bisherigen plattentektonischen Erkenntnissen die Annahme für eine Subduktion der voraussichtlich südlichen Troghälfte als möglich erscheinen. Von DIETRICH & FRANZ (1976), FRISCH (1976) und LAMMERER et al. (1976) werden, allerdings mit anderen Argumenten, Subduktionsmodelle am Beispiel der Ostalpen diskutiert.

Ophiolithabfolgen sind in weit größerem Maße in den Westalpen aufgeschlossen. Bereits STAUB (1922) beschreibt einen mit dem Tauernfenster vergleichbaren Aufbau aus dem Wallis, Piemont, Graubünden und dem Engadiner Fenster. Dort sind die Serpentinitmassen jeweils im Süden der penninischen Serien konzentriert. Sie können allerdings auch in

höheren Teilschuppen auftreten. Die meist geringere Metamorphose erlaubt z. B. in Graubünden eine verfeinerte Gesteinsansprache (DIETRICH, 1967).

Gleichzeitig wurde dort erstmals eine Altersdatierung an den bis dahin hypothetisch mesozoisch eingestuft, jüngsten, penninischen Gesteinen möglich. Demnach können die Grüngesteine älter als Oberjura eingestuft werden. Für die Ophiolithe der Oberen Schieferhülle fehlt jegliche stratigraphische Datiermöglichkeit. Es wird jedoch allgemein ein Alter zwischen Jura und Kreide als wahrscheinlich angenommen (ANGENHEISTER et al., 1975; FRISCH, 1976).

Ein Vergleich mit den Ophiolithen der übrigen mediterranen, alpinen Orogene (Dinariden, Balkan, Kleinasien und Liguriden) ergibt gleiche Alterseinstufungen (MAXWELL, 1969).

In lagerstättenkundlicher Hinsicht fällt jedoch für die letztgenannten Gebiete eine große Häufigkeit, von an die Neubildung ozeanischer Kruste gebundenen Kieslagerstätten auf. EVANS (1975) geht für diese Vorkommen davon aus, daß ihre Platznahme an konvergierende Platten, die mit einer Subduktion gekoppelt sind, gebunden seien. Für den Alpenbereich folgert EVANS, ausgehend von den palinospastischen Überlegungen von TRÜMPY (1971), auf eine schwach ausgebildete oder fehlende Subduktionszone, die einerseits zu der geringeren Ozeanisierung der penninischen Eugeosynklinalen führte und andererseits die mäßige Erzlagerstättenbildung zur Folge gehabt haben könnte. HÖLL & MAUCHER (1976) sprechen sich daher für eine Kontinent-Kontinent-Kollision aus.

6. Vergleich mit anderen Kieslagerstätten

Die Ausgangssituation dieser Arbeit bestand in der Annahme, daß die Kiesvererzungen der Oberen Tauernschieferhülle zu einem weltweit verbreiteten Kieslagerstätten-Typ gehören. Von seiten seiner mineralparagenetischen Zusammensetzung und seinem Nebengesteinsverband -gemeint ist seine Vergesellschaftung mit tholeiit-basaltischen Gesteinen- gibt es auch keine Zweifel.

Bekannte Vertreter dieser Lagerstättengruppe sind in Neufundland, Skandinavien, den UdSSR, Italien, Zypern, der Balkanhalbinsel und Kleinasien, auf den Japanischen Inseln und Philippinen zu finden (SILLITOE, 1972; ANGER, 1966; KARAMATA, 1972). Das Alter der mit den Vererzungen assoziierten Grüngesteine scheint keinerlei Rolle zu spielen. Jedoch ergibt sich nach MAUCHER (1974) eine Zeitgebundenheit.

Nun wird für die meisten Kieslagerstätten die Bindung der Vererzung an Pillow-Laven als typisch hervorgehoben (HUTCHINSON, 1965, 1973; WOLFF, 1966). Zusätzlich können, wie es aus Zypern ausführlich beschrieben wird (HUTCHINSON & SEARLE, 1971), Netz- und Stockwerksvererzungen auftreten.

In den Kiesvererzungen der Oberen Tauernschieferhülle, bzw. in ihren Nebengesteinen fehlen jegliche Anzeichen für Laven oder gar Pillow-Strukturen. DIETRICH (1967) ist demgegenüber der Meinung, daß die Metamorphose primäre Pillow-Strukturen verwischen kann. Mit dieser Annahme

nicht in Einklang zu bringen wären die stets streng schichtkonkordanten Vererzungen. Für die feingebänderten Grünschiefer widersprächen auch die petrographischen und geochemischen Befunde.

Eine vergleichende Betrachtung läßt weiterhin die Kieslagerstätten ausscheiden, die im Hangenden der Vererzung Mn-angereicherte Radiolarit- bzw. Kiesel-schieferhorizonte führen.

Für die genetische Deutung werden häufig Parallelen zu der rezenten Lagerstättenbildung im Roten Meer gesehen (DUKE & HUTCHINSON, 1973; EVANS, 1975). Doch weist WEBER-DIEFENBACH (1976 b), vom Roten Meer ausgehend und Vergleiche zu fossilen Lagerstätten suchend, wohl auf Übereinstimmungen in den "genetischen Grundvoraussetzungen und phänomenologischen Merkmalen hin. Er betont aber, daß auf Grund der unterschiedlichen Chemismen und Mineralparagenesen keine direkten Verbindungen gezogen werden dürfen. Die rezenten Rote Meer-Erzschrämme sind hauptsächlich als oxidische Fe-Lagerstätten zu begreifen (WEBER-DIEFENBACH, 1976 b), was im krassen Gegensatz zu den Kieslagerstätten steht.

Es erscheint daher nicht sinnvoll, ein Lagerstättenbeispiel mit den größten Ähnlichkeiten zu skizzieren. Von größerer Bedeutung ist hingegen die Frage nach den Ursachen der Vererzung im Hinblick auf die großräumigen, geologisch-tektonischen Zusammenhänge.

Anschauliche Modelle konnten durch Zuhilfenahme der plattentektonischen Erkenntnisse entwickelt werden. Ausgehend von den geochemischen Daten

der mit den Kiesvererzungen verknüpften Grüngesteinsabfolgen und unter Heranziehung von Vergleichsmaterial aus tektonisch gesicherten Lokaltäten, kann eine Parallelisierbarkeit zu ozeanischer Kruste festgestellt werden. Ihre Neubildung ist an aktives "sea-floor spreading", den ozeanischen Rücken, gebunden. Die Lagerstättenbildung ist ebenso im Einflußbereich dieser Zonen divergierender Plattenränder zu sehen (SILLITOE, 1972; SAWKINS, 1972).

Der tektonische Transport der Ophiolithe in orogene Gebiete wird mit Deckenüberschiebungen erklärt (AUBOUIN, 1965). Entsprechend den plattentektonischen Gesichtspunkten kann die Obduktion ozeanischer Kruste durch Kontinent-Kollision eingeleitet werden und nach DEWEY & BIRD (1971) eine entgegengesetzte Subduktionszone zur Folge haben.

7. Literaturverzeichnis

Geologische Karten:

- 1 : 25 000, Großglocknergebiet (CORNELIUS&CLAR, 1935)
- 1 : 50 000, Hinteres Gross-Arl Tal (WIEBOLS, 1949), Umgebung von Gastein (EXNER, 1956), Sonnblickgruppe (EXNER, 1964), Defregger Alpen (SENARCLENS-GRANCY, 1972);
- 1 : 100 000, südliches Großvenedigergebiet (SCHARBERT, 1954), Venedigergruppe (SCHMIDEGG, 1961);
- 1 : 500 000, Österreich (VETTERS, 1922/23).

- ABBEY, S., GILLIESON, A. H. & PERRAULT, G. : SY-2, SY-3 and MRG-1, A report on the collaborativ analysis of three canadian rock samples for use as certified reference materials - Min. sci. laboratories, 56S., Ottawa 1975
- ABRAHAM, K., HÖRMANN, P. K., & RAITH, M. : Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria) - N. Jb. Miner. Abh. 122, 1-35, 1974
- ANGER, G. : Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von Schwefelisotopen-Untersuchungen - Clausth. H. Lagerst. Geoch. Miner. Rohst., H. 3, 115 S., 1966
- ANGER, G. : Microfabrics in geosynclinal sulfide deposits - Clausth. H. Lagerst. Geoch. Miner. Rohst., H. 10, 42S., 1971
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. : Die Ostalpen im Bereich der Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, S. 50-137, 1975

- ANONYM :Die Resultate der Untersuchungen des Bergbau-Terrains in den Hohen Tauern - K. K. Ackerbau-Ministerium, 114 S., Wien 1895
- AUBOUIN, J. : Geosynclines - Elsevier, 335 S., Amsterdam 1965
- BACHINSKI, D. J. : Metamorphism of cupriferous iron sulfide deposits, Notre Dame Bay, Newfoundland - Econ. Geol., 71, S. 443-452, 1976
- BÄCKER, H. & RICHTER, H. : Die rezente hydrothermal-sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II-Tief im Roten Meer - Geol. Rdsch, 62, S. 697-741, 1973
- BAGGIO, P. La formazione mesozoica penninica dei calcescisti con ofioliti delle valli di Vizze, Funes e Valles, nell'Alto, Adige Orientale - Mem. Museo Tridentino Scie. Natur., Vol. 17, Fasc. 3, S. 5-44, Trento 1969
- BICKLE, M. J. & PEARCE, J. A. : Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps - Contr. Mineral. Petrol., 49, S. 177-189, 1975
- BOGDANOV, Y. V. & GOLUBCHINA, M. N. : Sulphide sulphur isotope composition is an important criterion of the genesis of stratified copper deposits - Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Iss. 3, S. 304-308, Tokyo 1971 (Proc. IMA-IAGOD Meetings '70, IAGOD-Vol.)
- BONATTI, E., ZERBI, M., KAY, R. & RYDELL, H. : Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers - Geol. Soc. Am. Bull., 87, S. 83-94, 1976
- BRUNN, A., LAPP, G., FAUST, A. & SCHUBÖ, W. : SPSS-Kurzbeschreibung - LRZ-Benutzerschrift, Nr. 7501/2, München 1975
- CANAVAL, R. : Das Bergbau-Terrain in den Hohen Tauern - Jb. naturhist. Landesmuseum Kärnten, H. 24, S. 1-153, Nachträge S. 1-8, Klagenfurt 1896
- " - Das Goldfeld der Ostalpen und seine Bedeutung für die Gegenwart - Berg-Hüttenmänn. Jb., H. 2/3, S. 67-110, Wien 1920

- CANN, J. R. : Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks -
Earth Planet. Sci. Lett. , 10, S. 7-11, 1970
- " - Major element variations in ocean-floor basalts - Phil. Trans.
Roy. Soc. London A268, S. 495-505, London 1971
- CLAR, E. Ostalpine Vererzung und Metamorphose - Verh. Geol. B. -A.
Jg. 1945, S. 29-37, Wien 1947
- " - Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lager-
stättenkarte der Ostalpen - Radex-Rdsch. , 1953, S. 408-416,
Radenthein 1953
- " - Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung - Geol. Rdsch.,
42, S. 107-127, 1954
- " - Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen - Verh.
Geol. B. -A., Sonderheft G, S. 11-35, Wien 1965
- CLAR, E. & FRIEDRICH, O. : Über einige Zusammenhänge zwischen Ver-
erzung und Metamorphose in den Ostalpen - Zschr. prakt.
Geol. , 41, S. 73-79, Halle 1933
- CLAUSS, G. & EBNER, H. : Grundlagen der Statistik - VEB Volk und Wissen,
Berlin 1974
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E. : Erläuterungen zur geologischen Karte des
Großglocknergebietes, 1:25 000 - Geol. B. -A. Wien, 34S. ,
Wien 1935
- " - Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil) - Abh. Zweigst.
Reichst. f. Bodenforsch., Bd. 25, H. 1, 305 S. , Wien 1939
- DEWEY, J. F. & BIRD, J. M. : Origin and emplacement of the ophiolite suite :
Appalachian ophiolites in Newfoundland - J. geophys. Res. ,
76, S. 3179-3206, 1971
- DICKEY, J. S. : A hypothesis of origin for podiform chromite deposits -
Geochim. Cosmochim. Acta, 39, S. 1061-1074, 1975
- DICKSON, F. W. : Solubilities of metallic sulfides and quartz in hydrother-
mal solutions - Bull. volcanol. , 29, S. 605-628, Neapel 1966
- DIEHL, E. : Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand
Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien) - Schweiz.
Miner. Petr. Mitt. , 18, S. 214- , 1938

- DIETRICH, V. : Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz) - Geol. Rdsch. , 57, S. 246-264, 1967
- " - Plattentektonik in den Ostalpen - Geotekt. Forsch. , 50, S. 1-84, Stuttgart 1976
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U. : Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung) - Geol. Rdsch. , 65, S. 361-374, 1976
- DUKE, N. A. & HUTCHINSON, R. W. : Geological relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland - Can. J. Earth Sci. , 11, S. 53-69, Ottawa 1974
- ERTL, R. : 3000 Jahre Tauerngoldbergbau - Aufschluß, 26, S. 192-199, 1975
- EVANS, A. M. : Mineralization in geosynclines - the alpine enigma - Miner. Depos. , 10, S. 254-260, 1975
- EXNER, Ch. : Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein (1:50 000) - Geol. B. -A. Wien, 168 S. , Wien 1957
- " - Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50 000 - Geol. B. -A. Wien, 170 S. , Wien 1964
- FLANAGAN, F. J. : 1972 values for international geochemical reference samples - G. C. A. , 37, S. 1189- , 1973
- FRANK, W. : Geologie der Glocknergruppe - Wiss. AV-Hefte, 21, S. 95-111, München 1969
- FRASL, G. : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern - Jb. Geol. B. -A. , 101, S. 323-472, Wien 1958
- FRASL, G. & FRANK, W. : Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster, mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg - Aufschluß, Sonderheft 15, S. 30-58, 1966
- FRIEDRICH, O. : Zur Geologie der Kieselager des Großarltales - Sitz. ber. math. -naturwiss. Kl. , 145, Abt. I, S. 121-152, Wien 1936

- FRIEDRICH, O. M. : Überblick über die ostalpine Metallprovinz - Zschr. Berg-, Hütten-u. Salinenwesen i. Dtsch. Reich, 85, S. 241-253, Berlin 1937
- " - Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen - Berg- u. Hüttenmänn. Mh., Jg. 90, S. 131-136, Wien 1942
- " - Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen - Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 93, S. 13-15, Wien 1947
- " - Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen - Radex-Rdsch., 1953, S. 371-407, Radenthein 1953
- " - Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung - Der Karinthin, 45/46, S. 210-228, 1962
- " - Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues - Archiv f. Lagerst. forschg. i. d. Ostalpen, Bd. 8, S. 1-136, Leoben 1968
- FRISCH, W. : Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner - Gerlospaß) - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, S. 9-20, Wien 1974
- " - Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters - Geol. Rdsch. 65, S. 375-393, 1976
- GARRELS, R. M. : Mineral equilibrium - Harper&Brothers, 254S., New York 1960
- GEBHARDT, F. : Statistische Programme der GMD, Teil A und B - Gesell. Math. Datenverarbeitung mbH Bonn, St. Augustin 1969
- GILL, J. E. : Experimental deformation and annealing of sulfides and interpretation of ore textures - Econ. Geol., 64, S. 500-508, 1969
- GRANIGG, B. : Über die Erzführung der Ostalpen - Mitt. Geol. Ges., 5, S. 345-367, Wien 1912

- HAHN-WEINHEIMER, P. & JOHANNIG, H. : Geochemische Untersuchungen an magmatisch differenzierten Gesteinskörpern des Südschwarzwaldes - Beitr. Mineral. Petr., 9, S. 175-197, Würzburg 1963
- HANH-WEINHEIMER, P. & ACHERMANN, H. : Quantitative röntgenspektroanalytische Bestimmungen von Kalium, Rubidium, Strontium, Barium, Titan, Zirkonium und Phosphor - Z. analyt. Chemie, 194, S. 81-101, 1963
- HAUER, F. v. & FOETTERLE, F. : Geologische Übersicht der Bergbaue der Österreichischen Monarchie - K. K. Hof- und Staatsdruckerei, Wien 1855
- HEGEMANN, F. : Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel in Pyrit - Zschr. angew. Miner., 4, S. 121-239, 1942/43
- " - Über extrusiv-sedimentäre Lagerstätten in den Ostalpen - Erzmetall, 9, S. 305, 1956
- " - Geochemische Untersuchungen über die Bildungsweise einiger ostalpiner Erzlagerstätten - Tscherm. min. petr. Mitt., 4, S. 432-438, Wien 1958
- HUTCHINSON, R. W. : Genesis of Canadian massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits - Transact. Canad. Inst. Mining Metall., 68, S. 286-300, Montreal 1965
- " - Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance - Econ. Geol., 68, S. 1223-1246, 1973
- HUTCHINSON, R. W. & SEARLE, D. R. : Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulfide ores - Soc. Min. Geol. Jap., Spec. Iss., 3, S. 198-205, Tokyo 1971, (Proceedings IMA-IAGOD Meetings '70, IAGOD-Vol.)
- ISSER, M. v. : Mitteilungen über neuerschlossene Erzvorkommen in den Alpenländern - Berbau u. Hütte, 5, S. 117-125, 133-139, Wien 1919
- JOHNSON, A. E. : Origin of Cyprus pyrite deposits - 24th Int. Geol. Congr., Sect. 4, S. 291-298, Montreal 1972

- KARAMATA, S. : Beziehungen zwischen den metallogenetischen, petrographischen und geochemischen Provinzen der Balkanhalbinsel und Kleinasien - Österr. Akad. Wiss., Schrift.reihe Erdwiss. Kommission, Bd. 1, S. 106-119, Wien 1973 (Symp. Leoben, Nov. 1972)
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol) - Geol. Rdsch., 65, S. 436-459, 1976
- LEAKE, B. E., HENDRY, G. L., KEMP, A., PLANT, A. G., HARVEY, P. K., WILSON, J. R., COATS, J. S., AUCOTT, J. W., LÜNEL, T. & HOWARTH, R. J. : The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence - Chem. Geol., 5, S. 1-88, Amsterdam 1969
- MARSAL, D. : Statistische Methoden für Erdwissenschaftler - Schweizerbart'sche Verlagsbuchh., 152S., Stuttgart 1967
- MAUCHER, A. : Zeitgebundene Erzlagerstätten - Geol. Rdsch., 63, S. 263-275, 1974
- " - Zur "alpinen Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Liosach und Salzach - Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 4, S. 454-463, 1954
- MAXWELL, J. C. : "Alpine" mafic and ultramafic rocks - The ophiolite suite: A contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie - Tectonophysics, 7, S. 489-494, 1969
- MOSTLER, H. : Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales (Salzburg) - Vorbericht - Verh. Geol. B. - A., 1963, S. 132-135, Wien 1963
- " - Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine - Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 14, S. 185-196, Wien 1964

- NIEDERIST, J. : Geognostisch-bermännische Untersuchung von Groß-Arl - Großarl, 8. 3. 1841, unveröffentl. Handschr., Hofkammerarchiv Wien
- NIGGLI, P. : Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordost-rande des Gotthardmassivs - Beitr. Geol. Karte Schweiz, u. F., 36, Bern 1912
- PABINGER, P. : Geschichte des Bergbaues im Großarlal - unveröffentl. Handschrift
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. : Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y - Earth Planet. Sci. Lett., 12, S. 339-349, 1971
- " - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses - Earth Planet. Sci. Lett., 19, S. 290-300, 1973
- PEARCE, J. A. : Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus - Tectonophysics, 25, S. 41-67, 1975
- PEARCE, J. A., GORMANN, B. E. & BIRKETT, T. C. : The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts - Earth Planet. Sci. Lett., 24, S. 419-426, 1975
- PETRASCHECK, W. : Metallogenetische Zonen in den Ostalpen - 14. Int. Geol. Congr., Fasc. 3, S. 1243-1253, Madrid 1926
- " - Die alpine Metallogenese - Jb. Geol. B. -A., 90, S. 129-149, Wien 1947
- PETRASCHECK, W. E. : Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math. nat. Kl., Abt. I, 164, S. 109-130, Wien 1955
- " - Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Abt. I, 175, S. 57-74, Wien 1966

- PREY, S. : Bericht (1949) über Lagerstättenbegehungen in Oberkärnten und Osttirol - Verh. Geol. B. -A., 1950/51, S. 105, Wien 1951
- " - : Der ehemalige Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesbergbau - Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, S. 163-200, Wien 1961
- " - : Die Matreier Zone in der Sadniggruppe; in Erläut. zur Geol. Karte der Sonnblickgruppe, 1:50 000 - Geol. B. -A. Wien, S. 131-151, Wien 1964
- PROSSER, E. : Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern - Diss. Uni. München, München 1975
- RAMDOHR, P. : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen - Akademie Verlag, Berlin 1975
- RIETZLER, H. : Geologische und geochemische Untersuchungen im Pfifftal (Südtirol) - unveröffentl. Dipl. Arb., Univ. München, München 1976
- ROCHATA, C. : Die alten Bergbaue auf Edelmetalle in Oberkärnten - Jb. K. K. Geol. R. -A., 28, S. 213-368, Wien 1878
- SANGSTER, D. F. : Sulphur isotopes, stratabound sulphide deposits and ancient seas - Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Iss. 3, S. 295-299, Tokyo 1971, (Proc. IMA-IAGOD Meetings '70, IAGOD-Vol.)
- SASAKI, A. & KAJIWARA, Y. : Evidence of isotopic exchange between seawater sulfate and some syngenetic sulfide ores - Soc. Min. Geol. Japan, Spec. Iss. 3, S. 289-294, Tokyo 1971, (Proc. IMA-IAGOD Meetings '70, IAGOD-Vol.)
- SCHARBERT, H. : Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol) - Jb. Geol. B. -A. Wien, 97, S. 39-63, 1954
- SAWKINS, F. J. : Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics - J. Geol., 80, S. 377-397, 1972

- SCHMIDEGG, O. : Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. Karl und O. Schmidegg - Verh. Geol. B. -A., 1961, S. 35-54, Wien 1961
- SCHMID, H. : Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich der Kieslagerstätte Prettau, Ahrntal - unveröffentl. Diss., Univ. München, München 1973
- SCHNEIDER, G. : Ergänzungen zur Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse bei geochemischen Reihenuntersuchungen - N. Jb. Miner., Mh., 1969, S. 504-520, 1969
- SCHNEIDER, H. J. : Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen - Fortschr. Miner., 32, S. 26-30, 1953
- " - Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen - Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. nat. Kl. N. F., 66, 37S., 1954
- SCHNEIDERHÖHN, H. : Tektonik und Erzlagerstätten der Ostalpen (Entgegnung an Schwinner) - Zschr. Dtsch. Geol. Ges., 94, S. 175-179, Stuttgart 1942
- SCHRÖCKE, H. : Grundlagen der magmatogenen Lagerstättenbildung - F. Enke Verl., 287S., Stuttgart 1973
- SCHROLL, E. : Analytische Geochemie, Bd. I + II - F. Enke Verl., Stuttgart 1975, 1976
- SCHULZ, O. : Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen - Geol. Rdsch., 63, S. 93-104, 1974
- SCHWINNER, R. : Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen - Zschr. Dtsch. Geol. Ges., 94, S. 169-175, 180-183, Stuttgart 1942
- " - "Ostalpine Vererzung und Metamorphose" als Einheit ? - Verh. Geol. B. -A., 1949, S. 52-61, Wien 1949
- SEIBOLD, E. : Rezente submarine Mettalogenese - Geol. Rdsch., 62, S. 641-684, 1973
- SILLITOE, R. H. : Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor spreading - Trans. Inst. Min. Metall. Sci., 81, S. B141-148, London 1972

- SRBIK, R. v. : Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart - Sonderdr. Ber. Nat. wiss. -medizin. Verein Innsbruck ,41, S. 118-277, Innsbruck 1929
- STARK, M. : Grünschiefer etc. aus dem Groß-Arl- und Gasteintal - Tscherm. Min. Petr. Mitt. ,26, S. 487-491, Wien 1907
- " - Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie des Großarl- und Gasteiner Tales - Sitzber. Akad. Wiss. , Math. nat. Kl. , Abt. I, 159 , S. 183-197, Wien 1950
- STAUB, R. : Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten - Schweiz. Miner. Petr. Mitt. , 2, S. 78-149, Bern 1922
- STEINMANN, G. : Die Ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen - 14. Int. Geol. Congr. , Fasc. 2, S. 637-668, Madrid 1927
- STRAKHOV, N. M. & NESTEROVA, J. L. : Effects of volcanism on the geochemistry of marine deposits in the Sea of Okhotsk - Geochemistry Intern. , 1968, S. 644-666, Washington 1968
- SUGISAKI, R. , MIZUTANI, S. ? HATTORI, H. , ADACHI, M. & TANAKA, T. : Late paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands - Tectonophysics, 14 , S. 35-56, 1972
- TERMIER, M. P. : Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes - Bull. Soc. Géol. France, 4, S. 711-766, Paris 1903
- TOLLMANN, A. : Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern - N. Jb. Geol. Paläont. , 148, S. 286-319, 1975
- TRÖGER, W. E. : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1+2, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhdlg. , Stuttgart 1967
- TRÜMPY, W. : Stratigraphy in mountain belts - Quart. J. Geol. Soc. , 126, S. 293-318, London 1971
- TUFAR, W. : Zur Altergliederung der ostalpinen Vererzung - Geol. Rdsch. , 63, S. 105-124, 1974

- VIERNSTEIN, M. : Geologische und geochemische-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Pfitschtal (Südtirol) - unveröffentl. Dipl. Arb. , Univ. München, München 1976
- VOKES, F. M. : A review of the metamorphism of sulphide deposits - Earth-Sci. Reviews, 5, S. 99-143, Amsterdam 1969
- WAGNER, B. : Geologische und geochemische Untersuchungen im Oberen Pfitschtal (Südtirol) - unveröffentl. Dipl. Arb. , Univ. München, München 1976
- WEBER-DIEFENBACH, K. : Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol) - Tscherm. Min. Petr. Mitt. , 23, S. 1-22, 1976 a
- " - Geochemische Untersuchungen an Erzschlämmen des Atlantis-II-Tiefs (Rotes Meer) - unveröffentl. Habil. Arb. , Univ. München, München 1976 b ; Druck in Vorber. (Mineral Deposits)
- WIEBOLS, J. : Zur Tektonik des hinteren Groß-Arl-Tales - Jb. Geol. B. -A. , 93, S. 37-55, Wien 1949
- WINKLER, H. G. F. : Die Genese der metamorphen Gesteine - Springer Verl. , 237 S. , Berlin, Heidelberg, New York 1967
- WOLFF, D. : Untersuchungen zur Genesis der Kieslagerstätten in Cypern - Clausth. H. Lagerst. Geochemie mineral. Rohst. , H. 4, 47 S. , Berlin 1966

Nachtrag

- HÖLL, R. & MAUCHER, A. : The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps - in Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, ed. K. H. Wolf, Elsevier Sci. Publ. , S. 1-36, Amsterdam 1976

Anhang

- Zusammenfassung der Analysenwerte geordnet nach den unterschiedenen Erz- und Gesteinstypen S. 138
- Auflistung der Einzeldaten S. 139 - 189

Übersichtstabelle für die Mittelwerte der analysierten Elemente, unterteilt nach Erz- und Gesteinstypen.

	Imprägnationserze in feingeb. prasinit. Gangart		feingebänderte Grünschiefer	Prasinite
SiO ₂ %	47,8	49,7	48,6	49,6
Al ₂ O ₃ %	10,9	11,8	15,5	13,9
TiO ₂ %	1,6	1,31	1,7	1,39
Fe ₂ O ₃ (ges.) %	18,0	20,1	10,8	9,5
CaO %	1,5	4,4	10,2	9,1
MgO %	10,5	9,2	8,3	10,9
Na ₂ O %	1,7	1,7	2,7	2,6
K ₂ O %	0,92	0,37	1,1	0,32
MnO %	0,12	0,18	0,17	0,19
P ₂ O ₅ %	0,18	0,31	0,34	0,24
Glühverl. %	10,9	7,4	5,2	3,2
H ₂ O ⁻ %	0,33	0,28	0,14	0,17
Co ppm	73	98	59	49
Cr ppm	317	346	315	260
Cu ppm	7726	2274	96	218
Ni ppm	94	107	96	83
Pb ppm	24	18	19	11
Sr ppm	28	63	199	111
Zn ppm	1222	525	265	102
Zr ppm	79	72	125	84

Erläuterung der Abkürzungen in den Analyisentabellen

Summe	Summe der Gewichtsprozente, bezogen auf geglühte Proben
Glühverl.	Glühverlust, bezogen auf ursprüngliches Gesteinsgewicht
H ₂ O ⁻	Haftwasser, bezogen auf ursprüngliches Gesteinsgewicht

Die Elementoxyde, Summe, Glühverlust und H₂O⁻ sind in Gewichtsprozenten angegeben; die Spurenelemente in ppm.

u.N. unterhalb der Nachweisgrenze

Gesteinsansprache:

fG	feingebänderter Grünschiefer
Pr	Prasinit
Chl	Chloritschiefer
Kgs	Kalkglimmerschiefer
Sph	Schwarzphyllit
Qph	Quarzitphyllit
carb	karbonatreich
q	quarzreich
RE	Reicherz
p	Hauptgemengteil Pyrit
M	Hauptgemengteil Magnetit
pM	Pyrit neben Magnetit
CpQ	Quarzitlagen mit hohem Kupferkiesanteil
IE	Imprägnationserz
zB Chl/Pr	nicht eindeutige Gesteinsansprache möglich- zeigt insgesamt Charakteristika eines Prasinites, doch ist der Chloritgehalt überdurchschnittlich

Probenbezeichnung:

z.B. Ka-I-1 Ka = Karteis, Lokalitätsbezeichnung
 I = Aufschluß- bzw. Profilnummerierung
 1 = Probennummer; in den Analyisentabellen sind die Proben vom geologisch Liegenden zum Hangenden aufgeführt

Auflistung der Lokalitäten:

Großarlal

Ka Karteis
 Kre Kreemahd
 Wa Wasserfallscharte
 Ja Jagerspitzl
 Rei Reitalmgraben
 Sch Schwarzwand
 Scha Schattbachalm
 To Tofern
 Ai Aigenbachtal
 Do Doppelgraben
 Ha Harbach

Gasteiner Tal

Lad Laderding
 Har Harbach
 Gad Gadauner Graben

Rauriser Tal

Ga Gaisbach Graben

Wolfbachtal

Wo oberer Wolfbach

Fuscher Tal

Hi Hierzbachtal

Oberes Mölltal

Ko Kolmerkogel
 Kl Kluidscharte

Virgental

Dr Dorfertal
 Sa Sajat

Forts.Virgental

Bo Bolach
 Hb Hinterbichl
 Be Bergerkogel

Ahrntal

Pr Prettau

Probenbezeichnung Elemente	Ka-VII-1	Ka-VII-2	Ka-VII-3	Ka-VII-4	Ka-VII-5	Ka-VII-6
SiO ₂	49,0	47,7	49,8	50,4	44,8	49,2
Al ₂ O ₃	14,5	17,1	15,0	16,4	15,0	15,9
TiO ₂	2,0	1,8	2,2	2,2	1,5	1,8
Fe ₂ O ₃ (Gesamt)	11,7	11,4	10,8	11,6	10,7	10,5
CaO	10,3	11,3	14,6	10,0	9,8	13,7
MgO	9,0	5,3	6,5	7,2	12,2	5,1
Na ₂ O	2,7	2,4	1,3	4,3	3,4	1,6
K ₂ O	0,22	1,7	0,24	0,02	0,02	1,47
MnO	0,18	0,22	0,16	0,15	0,22	0,19
P ₂ O ₅	0,32	0,19	0,25	0,32	0,2	0,25
Summe	99,92	99,11	100,85	102,59	97,92	99,71
Glühverlust	7,1	5,9	5,1	3,3	8,8	6,6
H ₂ O ⁻	0,15	0,17	0,11	0,11	0,43	0,09
Cu	37	86	55	23	43	72
Zn	100	104	72	97	67	72
Pb	10	7	7	10	8	9
Co	59	56	54	61	51	51
Ni	72	65	74	59	89	60
Cr	327	212	220	335	294	278
V	263	258	261	355	182	295
Y						
Rb	5	39	9	u.N.	2	44
Sr	120	268	254	128	56	170
Zr	136	119	135	131	87	121
Gesteinsansprache	fG	fG	fG	fG	fG	fG

Probenbe-
zeichnung

	Ka-VII-8	Ka-VII-9	Ka-VII-10	Ka-VII-11	Ka-VII-12	Ka-II-23
Elemente						
SiO ₂	51,1	49,0	50,5	51,8	52,0	51,2
Al ₂ O ₃	16,6	14,7	16,9	16,8	13,5	13,5
TiO ₂	1,8	2,0	1,9	1,7	2,0	1,6
Fe ₂ O ₃ , ges.	10,5	10,3	10,9	10,0	10,7	9,5
CaO	9,8	14,4	12,0	9,3	10,8	11,6
MgO	3,9	5,8	6,2	6,9	11,5	10,6
Na ₂ O	4,8	2,9	2,7	4,1	0,5	2,8
K ₂ O	0,85	0,08	0,06	0,05	0,02	0,8
MnO	0,15	0,2	0,19	0,19	0,2	0,14
P ₂ O ₅	0,31	0,31	0,32	0,3	0,33	0,36
Summe	99,81	99,69	101,67	101,14	101,55	102,1
Glühverl.	5,3	6,1	2,9	4,4	5,9	2,4
H ₂ O ⁻	0,11	0,13	0,14	0,12	0,16	0,08
Cu	60	46	40	60	40	54
Zn	54	76	42	72	73	77
Pb	7	9	8	7	8	21
Co	53	57	45	52	53	51
Ni	66	59	71	64	59	204
Cr	261	245	220	286	229	462
V	247	253	295	221	258	
Y						
Rb	29	1	2	11	2	48
Sr	144	234	195	150	157	203
Zr	106	125	103	121	137	102
Gesteins- ansprache	fG	fG	fG	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung	Ka-II-22	Ka-II-21	Ka-II-20	Ka-II-19	Ka-II-18	Ka-II-17
Elemente						
SiO ₂	50,5	48,1	47,4	49,7	46,8	47,4
Al ₂ O ₃	17,3	14,9	16,0	19,5	17,8	16,2
TiO ₂	1,5	1,7	2,3	1,9	2,0	1,7
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,1	9,4	11,3	9,8	10,8	9,1
CaO	10,4	9,1	10,7	9,4	5,0	15,0
MgO	6,0	10,3	6,6	5,6	14,6	5,0
Na ₂ O	3,4	2,3	2,7	3,0	2,0	4,2
K ₂ O	0,22	0,77	0,44	0,33	1,47	0,91
MnO	0,13	0,2	0,17	0,13	0,19	0,15
P ₂ O ₅	0,48	0,53	0,93	0,37	0,66	0,23
Summe	100,03	97,3	98,54	99,73	101,32	99,89
Glühverl.	3,8	4,0	4,0	4,7	4,4	6,6
H ₂ O ⁻	0,05	0,06	0,07	0,07	0,06	0,09
Cu	37	46	49	32	93	37
Zn	59	64	77	116	127	91
Pb	15	15	17	22	15	21
Co	41	41	44	58	64	54
Ni	174	183	145	145	226	166
Cr	328	246	297	503	421	492
V						
Y						
Rb	41	44	46	57	46	44
Sr	292	332	218	321	204	285
Zr	92	112	132	113	126	101
Gesteins- ansprache	fg	fg	fg	fg	fg	fg

Probenbe-
zeichnung: Ka-II-16 Ka-II-15 Ka-II-14 Ka-II-13 Ka-II-12 Ka-II-11

Elemente						
SiO ₂	50,5	46,7	47,7	48,8	49,9	47,5
Al ₂ O ₃	15,3	13,1	15,6	15,3	16,6	14,0
TiO ₂	2,1	1,7	2,1	2,4	2,2	2,0
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,0	9,8	11,4	10,9	8,5	11,4
CaO	10,7	14,8	9,7	8,3	10,7	10,3
MgO	5,2	8,0	7,9	6,8	8,4	9,6
Na ₂ O	3,4	3,4	0,9	1,8	2,0	3,0
K ₂ O	1,31	3,22	2,78	3,53	1,54	0,76
MnO	0,13	0,19	0,17	0,14	0,13	0,17
P ₂ O ₅	0,55	0,5	0,5	0,81	0,95	0,39
Summe	99,19	101,41	98,75	98,78	100,92	99,12
Glühverl.	3,8	7,6	4,5	2,7	3,6	4,7
H ₂ O ⁻	0,07	0,05	0,09	0,1	0,1	0,09
Cu	42	23	33	42	50	38
Zn	102	98	62	78	89	98
Pb	25	25	10	17	22	20
Co	47	51	37	44	61	51
Ni	119	132	128	128	136	157
Cr	236	236	164	185	256	205
V						
Y						
Rb	44	55	54	49	45	41
Sr	475	220	346	388	331	169
Zr	122	116	121	124	111	89
Gesteins- ansprache	fG	fG	fG	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Ka-II-10	Ka-II-9	Ka-II-8	Ka-II-7	Ka-II-6	Ka-II-5	Ka-II-4
Elemente							
SiO ₂	49,2	49,8	49,0	47,8	49,2	67,3	56,6
Al ₂ O ₃	16,3	15,3	14,8	13,7	18,4	18,1	9,2
TiO ₂	2,0	1,8	2,1	0,3	1,9	0,9	0,3
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,6	11,5	11,2	8,9	10,7	4,5	2,0
CaO	8,3	5,8	7,5	14,4	6,8	0,7	24,7
MgO	6,0	9,4	9,2	8,9	7,0	3,4	2,3
Na ₂ O	1,8	2,8	3,0	3,1	3,8	2,3	0,8
K ₂ O	4,42	3,43	1,91	1,59	0,49	3,42	2,6
MnO	0,13	0,16	0,15	0,16	0,17	0,09	0,34
P ₂ O ₅	0,81	0,44	0,53	0,51	0,43	0,41	0,11
Summe	99,56	100,43	99,39	99,36	98,89	101,12	98,95
Gluhverl.	2,5	3,4	2,7	7,1	2,7	2,9	13,3
H ₂ O ⁻	0,13	0,06	0,11	0,15	0,1	0,23	0,01
Cu	36	36	36	47	21	66	32
Zn	99	87	84	74	127	135	51
Pb	19	22	20	19	17	24	25
Co	58	54	54	51	61	71	37
Ni	136	119	123	221	123	77	72
Cr	236	215	226	492	513	205	51
V							
Y							
Rb	58	58	49	46	42	128	87
Sr	721	117	305	302	342	41	218
Zr	114	107	100	92	107	206	67
Gesteins- ansprache	fg	fg	fg	fg	fg	Sph	carbQ

Probenbe- zeichnung:	Ka-II-1c	Ka-II-1b	Ka-II-1a	Ka-II-3	Ka-II-2	Ka-V-1
Elemente						
SiO ₂	52,0	52,3	63,8	51,6	46,7	47,3
Al ₂ O ₃	18,7	15,7	7,7	15,3	20,7	17,2
TiO ₂	1,8	1,5	0,3	0,5	0,8	1,8
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,2	9,2	3,3	4,8	7,6	11,9
CaO	7,0	11,4	20,0	22,3	11,2	8,1
MgO	4,2	6,8	2,0	2,2	5,1	8,0
Na ₂ O	4,3	3,2	1,5	0,4	1,3	2,3
K ₂ O	1,63	0,88	1,76	3,06	4,53	1,09
MnO	0,13	0,14	0,1	0,58	0,34	0,16
P ₂ O ₅	0,38	0,29	0,08	0,15	0,27	0,41
Summe	100,34	101,41	100,54	100,89	98,54	98,26
Glühverl.	2,8	5,3	9,7	13,3	7,7	3,0
H ₂ O ⁻	0,09	0,09	0,01	0,02	0,02	0,13
Cu	108	49	51	58	90	63
Zn	293	95	71	76	140	308
Pb	32	21	18	40	32	38
Co	71	68	47	34	61	54
Ni	102	128	72	68	166	61
Cr	421	369	72	123	236	318
V						265
Y						29
Rb	56	47	54	102	137	19
Sr	257	389	156	377	226	233
Zr	101	70	54	89	121	107
Gesteins- ansprache	fG	fG	carbQph	Sph	Qph	fG

Probenbe- zeichnung:	Ka-V-2	Ka-V-3	Ka-V-4	Ka-V-5	Ka-V-6	Ka-V-7	Ka-V-8
Elemente							
SiO ₂	51,5	52,2	49,7	53,0	50,7	47,7	49,1
Al ₂ O ₃	16,9	14,3	13,5	13,4	12,9	14,8	14,2
TiO ₂	2,1	1,8	1,8	1,7	1,8	1,8	1,6
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,8	10,5	11,1	9,6	10,7	10,9	9,0
CaO	5,7	8,9	10,7	11,7	11,6	11,1	10,6
MgO	5,6	8,0	9,4	9,4	10,2	8,4	12,9
Na ₂ O	6,8	5,0	2,2	2,1	2,6	2,9	3,1
K ₂ O	0,43	0,37	0,17	0,21	0,27	0,74	0,04
MnO	0,16	0,25	0,15	0,15	0,22	0,15	0,14
P ₂ O ₅	0,28	0,46	0,42	0,36	0,28	0,29	0,28
Summe	100,27	101,78	99,14	101,62	101,27	98,78	100,96
Glühverl.	2,2	3,0	3,2	2,9	3,0	3,8	3,7
H ₂ O ⁻	0,13	0,16	0,11	0,1	0,1	0,11	0,09
Cu	60	66	92	101	69	60	60
Zn	110	81	76	75	101	63	26
Pb	13	12	11	10	10	9	6
Co	53	58	58	53	54	55	39
Ni	50	54	55	54	54	80	87
Cr	327	327	327	294	286	310	229
V	320	330	360	350	360	320	315
Y	30	24	29	28	29	27	27
Rb	4	9	2	1	4	11	2
Sr	172	152	183	161	176	162	236
Zr	128	130	108	118	121	108	106
Gesteins- ansprache	fG	fG	fG	fG	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Ka-V-9	Ka-I-1	Ka-I-2	Ka-I-3	Ka-I-4	Ka-I-5	Ka-I-6
Elemente							
SiO ₂	44,3	50,4	47,0	46,8	45,9	40,7	47,1
Al ₂ O ₃	16,0	17,6	17,6	14,8	14,2	13,7	13,9
TiO ₂	1,6	1,6	1,5	1,7	1,7	1,2	1,9
Fe ₂ O ₃ (ges.)	7,7	9,3	15,4	14,7	15,6	26,0	16,3
CaO	15,6	3,7	2,0	5,0	3,6	1,1	1,9
MgO	7,3	14,0	11,0	13,1	15,4	11,9	14,2
Na ₂ O	2,9	2,2	0,5	3,9	2,7	3,0	3,2
K ₂ O	2,1	2,61	4,08	0,08	0,16	1,7	0,09
MnO	0,15	0,11	0,11	0,2	0,16	0,08	0,12
P ₂ O ₅	0,36	0,23	0,31	0,25	0,38	0,24	0,28
Summe	98,01	101,75	99,5	100,53	99,8	99,62	98,99
Glühverl.	7,9	4,0	5,7	4,6	4,2	10,5	4,8
H ₂ O ⁻	0,11	0,13	0,1	0,09	0,04	0,09	0,02
Cu	60	65	930	620	160	730	110
Zn	59	169	790	410	165	6250	175
Pb	9	41	45	36	25	28	25
Co	49	54	37	58	41	175	44
Ni	72	105	125	155	135	94	115
Cr	310	350	400	380	350	380	350
V							
Y							
Rb	30	55	63	u.N.	u.N.	47	44
Sr	300	158	96	88	68	u.N.	13
Zr	94	103	94	95	100	100	139
Gesteins- ansprache	fG	Ch1	Ch1	fG	fG	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Ka-I-7	Ka-I-A	Ka-I-B	Ka-I-C	Ka-I-D	Ka-I-E	Ka-I-F
Elemente							
SiO ₂	65,0	47,9	32,0	54,9	48,6	42,5	47,2
Al ₂ O ₃	6,1	15,0	9,0	9,9	14,3	15,6	5,7
TiO ₂	0,5	2,1	1,0	0,8	1,8	1,6	0,3
Fe ₂ O ₃ (ges.)	23,9	14,8	48,1	27,7	12,0	18,3	43,0
CaO	0,4	4,1	0,7	0,5	11,1	5,1	0,3
MgO	u.N.	11,5	7,2	4,4	7,7	12,0	0,2
Na ₂ O	3,4	3,1	0,06	0,2	2,0	1,4	0,9
K ₂ O	1,61	0,15	0,4	1,83	0,06	0,12	0,52
MnO	0,001	0,12	0,04	0,02	0,22	0,18	u.N.
P ₂ O ₅	0,6	0,34	0,06	0,08	0,44	0,33	0,03
Summe	101,51	99,11	98,56	100,33	98,22	97,13	98,15
Glühverl.	10,3	3,6	18,3	13,1	3,2	4,8	17,8
H ₂ O ⁻	0,07	0,08	0,27	0,11	0,06	0,04	0,27
Cu	12000	83	9150	14050	235	15900	9350
Zn	1580	570	21200	530	325	230	176
Pb	13	22	15	12	38	29	15
Co	61	60	730	345	54	89	425
Ni	81	59	40	34	55	71	32
Cr	215	360	320	345	280	385	375
V		350	100	180	400	400	85
Y							
Rb	47	6	4	20	u.N.	1	5
Sr	u.N.	77	1	5	190	132	3
Zr	45	143	43	51	127	99	33
Gesteins- ansprache	RE _p	fg	IE/RE _p	IE/RE _p	fg	IE	RE _p

Probenbe- zeichnung:	Ka-I-G	Ka-III-1	Ka-III-2	Ka-III-3a	Ka-III-3b	Ka-III-3c
Elemente						
SiO ₂	64,3	46,5	55,3	47,7	47,8	48,2
Al ₂ O ₃	7,4	16,7	10,6	16,4	18,1	20,0
TiO ₂	0,6	1,6	1,6	1,7	1,8	1,9
Fe ₂ O ₃ (ges.)	26,2	9,7	9,5	13,0	11,6	10,5
CaO	0,4	11,9	7,4	7,6	7,9	6,6
MgO	0,4	5,1	5,1	9,2	5,8	4,2
Na ₂ O	1,3	5,0	4,6	2,8	4,3	3,7
K ₂ O	1,1	1,17	3,21	0,58	1,17	3,19
MnO	u.N.	0,13	0,1	0,15	0,12	0,09
P ₂ O ₅	0,04	0,23	0,26	0,31	u.N.	u.N.
Summe	101,74	98,03	97,67	99,44	98,59	98,38
Glühverl.	12,0	5,0	3,8	3,2	2,8	2,6
H ₂ O ⁻	0,34	0,06	0,06	0,04	0,06	0,09
Cu	9340	112	81	406	268	104
Zn	450	116	109	830	370	175
Pb	10	24	25	60	58	42
Co	200	53	58	57	57	58
Ni	31	55	56	79	67	67
Cr	285	335	345	330	320	335
V	125	315	270	335	320	305
Y						
Rb	12	17	50	u.N.	20	43
Sr	u.N.	193	137	236	224	212
Zr	43	118	103	104	106	118
Gesteins- ansprache	RE _p	fG	fG	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Ka-III-4	Ka-III-5	Ka-III-6	Ka-III-7	Ka-III-8	Ka-VI-1
Elemente						
SiO ₂	46,7	55,0	40,8	46,1	49,3	49,8
Al ₂ O ₃	10,6	6,0	13,3	15,3	19,7	22,6
TiO ₂	0,8	0,4	1,5	2,1	1,6	1,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	34,4	34,0	31,0	13,8	9,7	6,6
CaO	0,7	0,3	2,5	6,0	6,2	6,6
MgO	1,3	0,7	7,1	11,8	3,8	4,1
Na ₂ O	1,8	0,3	1,0	2,8	4,0	4,2
K ₂ O	1,39	0,73	1,59	0,06	3,58	3,51
MnO	0,03	u.N.	0,11	0,15	0,1	0,17
P ₂ O ₅	0,29	0,25	0,25	0,28	0,36	0,4
Summe	98,01	97,68	99,15	98,39	98,34	99,08
Glühverl.	14,4	15,7	11,3	4,2	2,6	6,6
H ₂ O ⁻	0,06	0,09	0,18	0,06	0,21	0,09
Cu	18510	20750	4020	129	500	35
Zn	4620	4300	5890	1120	210	170
Pb	12	11	20	33	23	27
Co	75	77	59	71	53	34
Ni	38	34	67	77	53	128
Cr	305	285	285	330	330	235
V	105	85	230	450	245	
Y						
Rb	9	9	13	u.N.	58	107
Sr	5	1	24	102	176	176
Zr	47	31	79	127	108	152
Gesteins- ansprache	IE	RE _p	IE	fg	fg	Qph

Probenbe- zeichnung:	Ka-VI-2	Ka-VI-3	Ka-VI-4	Ka-VI-5	Ka-VI-6	Ka-VI-7	Ka-VI-8
Elemente							
SiO ₂	53,2	54,2	60,2	50,8	48,3	51,5	49,1
Al ₂ O ₃	24,1	24,1	12,7	20,2	14,6	19,6	17,8
TiO ₂	0,9	0,9	0,5	0,8	1,3	0,6	1,4
Fe ₂ O ₃ (ges.)	6,7	6,0	4,6	4,6	8,1	5,3	7,5
CaO	4,3	6,1	14,4	13,2	15,6	10,3	10,4
MgO	4,5	3,4	3,2	5,2	3,4	4,9	5,6
Na ₂ O	1,3	1,1	0,4	2,0	3,5	1,3	4,6
K ₂ O	4,7	3,9	2,5	4,15	3,0	5,4	2,28
MnO	0,29	0,31	0,31	0,17	0,22	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,34	0,28	0,09	0,27	0,29	0,48	0,48
Summe	100,33	100,29	98,9	101,39	98,31	99,51	99,29
Glühverl.	6,5	6,9	10,2	10,4	8,9	7,0	10,5
H ₂ O ⁻	0,12	0,14	0,07	0,1	0,12	0,09	0,1
Cu	78	64	54	150	45	55	55
Zn	148	134	80	115	95	124	80
Pb	22	20	30	35	31	27	17
Co	61	47	41	44	51	44	47
Ni	111	98	60	102	106	123	106
Cr	195	185	105	175	300	195	225
V							
Y							
Rb	130	119	85	115	86	115	56
Sr	144	259	259	245	213	146	194
Zr	115	128	113	134	108	132	80
Gesteins- ansprache	Qph	Sph	Qph	Sph	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Ka-VI-9	Kre-II-1	Kre-II-2	Kre-II-3	Kre-II-4	Kre-II-5
Elemente						
SiO ₂	46,1	49,9	50,5	50,6	50,2	49,8
Al ₂ O ₃	16,0	14,4	15,8	17,5	17,5	22,0
TiO ₂	1,4	1,7	2,4	1,8	1,9	2,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	9,2	9,9	12,1	9,8	10,1	10,3
CaO	14,9	11,7	9,5	9,8	7,5	5,6
MgO	7,2	8,5	6,3	5,4	10,0	4,6
Na ₂ O	0,9	3,2	2,8	3,0	0,6	1,6
K ₂ O	3,4	2,5	0,07	1,25	0,51	2,6
MnO	0,15	0,15	0,2	0,14	0,22	0,19
P ₂ O ₅	0,36	0,34	0,37	0,3	0,31	0,33
Summe	99,61	102,29	100,04	99,59	98,84	99,12
Gluhverl.	10,5	4,2	3,4	3,9	3,8	3,1
H ₂ O ⁻	0,1	0,12	0,14	0,06	0,18	0,17
Cu	40	52	60	40	60	23
Zn	92	67	99	69	61	79
Pb	22	9	11	5	4	6
Co	47	58	79	65	56	53
Ni	106	63	64	79	98	60
Cr	290	260	300	345	360	255
V		260	330	180	190	210
Y						
Rb	87	4	1	24	7	52
Sr	82	181	118	155	160	390
Zr	94	131	146	127	132	143
Gesteins- ansprache	fG	fG	fG	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Kre-II-6	Kre-II-7	Kre-II-8	Kre-II-9	Kre-I-1	Kre-I-2
Elemente						
SiO ₂	50,5	51,8	50,3	51,1	47,1	39,8
Al ₂ O ₃	14,8	16,4	13,6	18,0	17,4	2,0
TiO ₂	1,5	2,2	2,3	2,1	1,7	2,0
Fe ₂ O ₃ (ges.)	9,4	10,7	12,7	11,3	13,4	55,0
CaO	12,2	9,1	7,2	7,2	6,6	0,1
MgO	7,6	7,2	12,3	5,8	6,2	u.N.
Na ₂ O	3,9	2,6	0,5	3,0	3,9	0,3
K ₂ O	0,56	0,35	0,02	1,27	1,99	0,44
MnO	0,14	0,22	0,02	0,18	0,29	0,007
P ₂ O ₅	0,26	0,37	0,43	0,25	0,34	0,05
Summe	100,86	100,94	99,37	100,2	98,92	99,69
Glühverl.	4,2	3,1	4,1	2,8	5,5	2,2
H ₂ O ⁻	0,2	0,19	0,08	0,12	0,65	0,3
Cu	52	49	40	58	450	14000
Zn	62	98	88	80	445	4550
Pb	9	9	6	6	31	18
Co	57	70	58	68	64	154
Ni	60	63	57	70	213	81
Cr	285	260	220	285	620	200
V	250	275	250	210		
Y						
Rb	14	2	1	25	68	43
Sr	138	94	180	103	175	u.N.
Zr	111	141	146	138	100	29
Gesteins- ansprache	fG	fG	fG	fG	fG	RE P

Probenbe- zeichnung:	Kre-I-3	Kre-I-4	Wa-I-1	Wa-I-2	Wa-I-3	Wa-I-4	Ja-I-1
Elemente							
SiO ₂	44,7	53,3	44,0	43,8	52,2	48,9	46,5
Al ₂ O ₃	20,2	16,1	9,4	7,0	16,4	13,1	16,1
TiO ₂	2,9	1,6	1,0	0,8	2,2	1,5	1,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	14,5	13,4	30,8	39,8	12,5	9,8	11,0
CaO	9,3	5,8	0,9	0,7	8,5	13,0	12,7
MgO	4,3	3,4	5,4	0,1	4,4	8,7	4,6
Na ₂ O	1,3	1,3	1,5	0,7	2,0	3,0	4,7
K ₂ O	2,2	3,15	1,37	1,02	1,7	0,3	1,44
MnO	0,22	0,27	0,14	0,1	0,12	0,17	0,23
P ₂ O ₅	0,39	0,26	0,21	0,11	0,44	0,26	0,21
Summe	100,01	98,58	94,72	94,13	100,46	98,73	98,98
Glühverl.	3,7	5,4	10,5	13,1	2,7	3,7	8,3
H ₂ O ⁻	0,17	0,26	0,19	0,19	0,29	0,13	0,16
Cu	161	6370	58000	52000	181	132	58
Zn	315	1450	3850	6300	165	127	660
Pb	78	19	19	19	25	21	19
Co	64	64	86	153	54	41	51
Ni	157	119	102	94	94	125	150
Cr	470	360	310	285	360	300	330
V							
Y							
Rb	58	79	46	46	48	u.N.	48
Sr	700	106	7	1	255	131	149
Zr	139	98	54	45	122	81	91
Gesteins- ansprache	fG	CpQ	CpQ	CpQ	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Ja-I-2	Ja-I-3	Ja-I-4	Ja-II-1	Ja-II-2	Ja-II-3	Ja-II-4
Elemente							
SiO ₂	47,0	32,4	48,9	52,2	54,4	46,4	52,5
Al ₂ O ₃	8,0	3,0	10,9	16,0	12,6	13,7	9,6
TiO ₂	1,1	0,3	1,5	1,0	0,6	0,5	0,3
Fe ₂ O ₃ (ges.)	25,8	60,9	20,2	7,7	4,0	5,7	3,1
CaO	0,9	0,1	1,2	13,3	21,1	25,2	28,1
MgO	u.N.	u.N.	4,0	4,5	3,4	3,5	3,0
Na ₂ O	0,9	0,9	1,5	2,4	0,3	0,7	0,8
K ₂ O	1,9	0,62	1,36	1,75	2,36	2,68	1,66
MnO	0,08	0,005	0,17	0,26	0,21	0,19	0,2
P ₂ O ₅	0,29	0,03	0,31	0,29	0,3	0,23	0,3
Summe	85,97	98,25	90,04	99,4	99,27	98,8	99,56
Glühverl.	5,6	23,3	6,1	9,1	13,1	13,5	14,2
H ₂ O ⁻	0,35	0,24	0,51	0,12	0,12	0,03	0,1
Cu	127000	7850	51000	89	55	78	72
Zn	860	950	1050	78	59	91	61
Pb	69	39	30	11	17	23	29
Co	37	183	54	40	41	38	38
Ni	64	51	119	55	45	69	50
Cr	256	267	318	245	73	147	57
V				140	80	100	90
Y							
Rb	49	43	56	71	85	93	54
Sr	1	4	12	189	251	298	369
Zr	53	29	66	84	88	101	75
Gesteins- ansprache	CpQ	RE _p	CpQ	Kgs	Kgs	Kgs	Kgs

Probenbe- zeichnung:	Ja-II-5	Ja-II-6	Ja-II-7	Ja-II-8	Ja-II-9	Ja-II-10	Ja-II-1
Elemente							
SiO ₂	45,7	47,2	32,0	51,2	52,1	59,2	46,2
Al ₂ O ₃	18,2	20,8	6,4	16,2	20,6	15,6	16,2
TiO ₂	1,7	1,9	0,3	0,6	0,8	0,5	1,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	9,8	11,3	45,9	5,7	8,6	5,3	9,3
CaO	13,6	5,1	0,2	16,2	7,8	11,7	12,5
MgO	4,8	5,1	0,5	5,0	4,2	3,1	7,9
Na ₂ O	3,0	3,6	0,3	0,1	0,8	0,9	3,5
K ₂ O	2,2	2,6	0,73	3,3	3,9	3,0	1,22
MnO	0,15	0,16	u.N.	0,45	0,23	0,19	0,17
P ₂ O ₅	0,46	0,41	0,07	0,26	0,21	0,18	0,13
Summe	99,61	98,17	86,4	99,01	99,24	99,67	98,22
Glühverl.	9,7	5,2	20,1	11,9	7,5	8,3	8,9
H ₂ O ⁻	0,13	0,11	0,11	0,08	0,12	0,11	0,04
Cu	190	121	60000	81	78	72	78
Zn	98	113	345	79	77	79	63
Pb	19	11	28	25	11	13	9
Co	55	62	263	40	52	49	47
Ni	70	67	32	55	73	49	74
Cr	433	435	335	125	210	155	270
V	300	215	90	155	250	130	185
Y							
Rb	70	75	11	117	125	106	43
Sr	278	108	1	156	118	132	137
Zr	120	129	34	127	136	123	78
Gesteins- ansprache	Ch1	Ch1	RE _p	Ch1	Ch1	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Ja-II-12	Ja-II-13	Ja-II-14	Ja-II-15	Ja-II-16	Ja-II-17
Elemente						
SiO ₂	45,6	47,7	46,9	47,4	46,8	46,4
Al ₂ O ₃	19,4	17,7	14,7	16,1	12,1	16,1
TiO ₂	1,5	2,6	2,1	1,9	1,4	2,2
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,2	13,3	11,7	11,6	33,5	13,1
CaO	12,5	7,2	12,5	12,9	0,5	10,8
MgO	3,4	5,6	7,6	5,2	1,9	6,5
Na ₂ O	2,0	3,0	3,9	2,2	0,04	2,1
K ₂ O	3,3	2,3	0,03	1,4	2,15	1,25
MnO	0,65	0,12	0,19	0,23	0,08	0,55
P ₂ O ₅	0,22	0,37	0,34	0,32	0,12	0,31
Summe	98,77	99,89	99,96	99,25	98,59	98,76
Glühverl.	8,3	2,4	5,7	6,1	11,5	7,0
H ₂ O ⁻	0,11	0,09	0,08	0,05	0,75	0,13
Cu	1670	66	89	66	16050	260
Zn	139	105	126	93	280	194
Pb	18	9	11	11	9	18
Co	73	52	53	51	91	74
Ni	70	62	64	57	48	79
Cr	325	330	320	270	380	385
V	240	360	380	275	270	360
Y						
Rb	77	53	5	21	29	23
Sr	92	212	158	204	7	181
Zr	117	145	138	120	57	135
Gesteins- ansprache	fg	fg	fg	fg	IE	fg

Probenbe- zeichnung:	Ja-II-18	Ja-II-19	Ja-II-20	Ja-II-21	Ja-II-22	Ja-II-23
Elemente						
SiO ₂	44,9	51,5	47,4	46,5	52,2	49,7
Al ₂ O ₃	17,9	14,1	18,9	16,7	24,1	11,5
TiO ₂	2,8	1,0	2,7	1,9	1,1	0,4
Fe ₂ O ₃ (ges.)	13,3	7,3	13,8	13,8	8,0	3,3
CaO	9,8	13,8	6,3	8,7	3,5	27,4
MgO	5,5	5,1	4,7	4,5	4,3	2,6
Na ₂ O	2,1	5,3	2,1	4,6	0,75	2,3
K ₂ O	1,9	0,65	2,4	1,3	4,6	1,65
MnO	0,17	0,15	0,29	0,12	0,24	0,31
P ₂ O ₅	0,34	0,41	0,38	0,38	0,23	0,16
Summe	98,71	99,31	98,97	98,5	99,02	99,32
Glühverl.	4,4	8,0	3,5	7,3	6,2	15,6
H ₂ O ⁻	0,09	0,04	0,13	0,08	0,14	0,06
Cu	121	63	285	55	98	17
Zn	121	81	433	110	116	50
Pb	13	11	28	13	15	35
Co	67	48	64	59	56	31
Ni	67	55	74	68	67	34
Cr	325	190	375	345	220	80
V	400	160	350	350	220	90
Y						
Rb	31	11	38	32	174	57
Sr	270	155	230	116	77	280
Zr	154	235	154	139	168	73
Gesteins- ansprache	fG	fG	fG	fG	Sph	Kgs

Probenbe-
zeichnung: Ja-II-24 Rei-III-1 Rei-III-2 Rei-III-3 Rei-III-4

Elemente

SiO ₂	54,9	45,6	45,9	50,0	49,8
Al ₂ O ₃	25,1	15,2	12,6	14,0	12,8
TiO ₂	1,1	1,3	1,5	1,9	1,8
Fe ₂ O ₃ (ges.)	8,8	9,9	7,7	10,3	11,3
CaO	0,3	14,0	22,6	17,6	13,1
MgO	4,7	8,9	4,4	5,7	9,3
Na ₂ O	0,5	2,1	3,8	1,6	1,8
K ₂ O	4,45	1,3	1,29	0,62	0,23
MnO	0,13	0,15	0,18	0,16	0,19
P ₂ O ₅	0,2	0,22	0,31	0,42	0,37
Summe	100,18	98,67	100,28	102,3	100,69
Glühverl.	4,4	8,7	9,2	5,5	3,7
H ₂ O ⁻	0,19	0,08	0,08	0,11	0,14
Cu	66	58	58	32	43
Zn	100	65	67	79	74
Pb	10	9	10	7	8
Co	34	60	52	59	57
Ni	38	82	68	65	72
Cr	131	280	235	210	230
V	160	270	260	210	320
Y		27	27	29	30
Rb	250	27	14	8	1
Sr	51	116	112	136	140
Zr	147	171	87	112	112
Gesteins- ansprache	Sph	fg	fg	fg	fg

Probenbe- zeichnung:	Rei-III-5	Rei-III-6	Rei-IV-1	Rei-IV-2	Rei-IV-3	Rei-IV-4
Elemente						
SiO ₂	49,8	44,2	47,3	52,4	51,9	52,8
Al ₂ O ₃	12,9	14,0	12,2	16,1	15,7	14,4
TiO ₂	1,25	1,0	1,3	1,6	1,7	1,7
Fe ₂ O ₃ (ges.)	8,4	7,4	8,0	10,2	10,2	9,7
CaO	15,0	20,1	18,9	10,5	10,6	6,4
MgO	10,1	6,7	7,8	6,8	7,9	11,0
Na ₂ O	2,6	1,6	2,0	0,6	0,4	3,9
K ₂ O	0,18	1,36	1,14	1,78	1,95	0,58
MnO	0,12	0,13	0,17	0,13	0,14	0,13
P ₂ O ₅	0,36	0,68	0,67	0,29	0,33	0,41
Summe	100,71	96,87	99,48	100,4	100,82	101,02
Glühverl.	5,3	10,2	9,4	3,4	3,8	2,7
H ₂ O ⁻	0,09	0,05	0,11	0,08	0,07	0,07
Cu	55	75	60	43	32	91
Zn	44	59	61	80	90	79
Pb	7	7	11	8	9	7
Co	52	52	58	64	66	58
Ni	82	72	62	61	56	79
Cr	230	155	245	290	280	245
V	240	180	250	375	330	305
Y	25	26				
Rb	4	28	17	25	25	u.N.
Sr	98	88	214	142	121	42
Zr	73	58	76	99	102	115
Gesteins- ansprache	fg	fg	fg	fg	fg	fg

Probenbe- zeichnung:	Rei-IV-5	Rei-IV-6	Rei-IV-7	Rei-IV-8	Rei-IV-9	Rei-IV-10
Elemente						
SiO ₂	46,9	50,2	45,9	47,3	41,9	43,9
Al ₂ O ₃	13,4	15,6	15,5	12,4	14,3	14,7
TiO ₂	1,4	1,6	1,4	1,8	1,5	1,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	8,9	8,2	8,8	9,5	11,8	10,2
CaO	13,4	12,6	14,0	17,2	15,1	16,5
MgO	10,7	5,2	8,2	7,1	8,2	5,9
Na ₂ O	4,3	3,6	1,5	3,1	4,5	4,9
K ₂ O	0,13	1,8	2,7	0,29	0,14	0,71
MnO	0,17	0,19	0,13	0,18	0,15	0,19
P ₂ O ₅	0,22	1,3	0,27	0,3	0,23	0,34
Summe	99,52	100,29	98,4	99,17	97,82	98,84
Glühverl.	6,8	6,4	6,8	8,2	10,3	10,4
H ₂ O ⁻	0,07	0,06	0,11	0,09	0,15	0,14
Cu	60	60	26	60	58	75
Zn	64	83	69	69	101	116
Pb	10	11	7	10	14	16
Co	57	56	51	53	67	54
Ni	80	53	59	62	83	64
Cr	300	285	250	230	430	320
V	230	240	220	310	290	170
Rb	4	34	39	8	13	23
Sr	95	124	113	137	112	147
Zr	87	87	82	112	84	98
Gesteins- ansprache	fg	fg	fg	fg	fg	fg

Probenbe- zeichnung:	Sch-XI-1	Sch-XI-2	Sch-IX-a	Sch-IX-b	Sch-IX-c	Sch-IX-d
Elemente						
SiO ₂	47,9	46,2	36,7	54,0	76,6	54,0
Al ₂ O ₃	14,1	16,5	16,6	13,1	3,7	11,2
TiO ₂	1,4	1,8	2,4	1,4	0,5	1,3
Fe ₂ O ₃ (ges.)	8,7	11,8	19,7	13,7	12,8	14,9
CaO	16,8	8,9	0,5	0,4	0,2	0,8
MgO	5,9	9,6	22,7	17,0	0,8	12,3
Na ₂ O	3,0	3,3	0,9	0,4	0,4	0,4
K ₂ O	0,07	0,23	0,26	0,14	0,21	0,56
MnO	0,15	0,17	0,16	0,09	0,02	0,08
P ₂ O ₅	0,37	0,31	0,31	0,11	0,07	0,25
Summe	98,39	98,81	100,23	100,34	95,3	95,79
Glühverl.	6,1	2,7	10,0	7,7	4,6	6,5
H ₂ O ⁻	0,1	0,14	0,3	0,28	0,28	0,27
Cu	78	63	330	890	53000	23000
Zn	50	152	840	610	380	510
Pb	9	11	24	13	12	12
Co	44	54	27	71	108	47
Ni	44	57	149	94	38	81
Cr	195	280	390	215	125	215
V	290	325				
Rb	1	1	41	u.N.	u.N.	42
Sr	324	343	u.N.	2	u.N.	u.N.
Zr	85	93	114	68	40	67
Gesteins- ansprache	fG	fG	IE	IE/CpQ	CpQ	CpQ

Probenbe-
zeichnung: Sch-VIII-a Sch-VIII-b Sch-VIII-c Sch-VIII-d Sch-VIII-e

Elemente

SiO ₂	45,3	51,2	52,0	49,3	43,5
Al ₂ O ₃	15,8	16,2	14,5	15,8	17,7
TiO ₂	2,2	1,7	1,6	1,4	2,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	13,5	12,7	12,9	12,7	17,6
CaO	1,1	1,3	1,1	1,0	0,5
MgO	19,1	12,9	13,8	17,2	15,0
Na ₂ O	2,4	2,2	3,2	3,0	2,0
K ₂ O	0,14	1,5	0,21	0,48	1,7
MnO	0,09	0,07	0,08	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,19	0,09	0,12	0,13	0,14
Summe	99,83	99,86	99,51	101,1	100,33
Glühverl.	6,9	8,3	8,1	6,5	9,2
H ₂ O ⁻	0,29	0,7	0,75	0,44	0,52
Cu	20	276	265	285	106
Zn	615	375	650	820	1170
Pb	48	22	25	21	28
Co	44	37	37	54	37
Ni	106	98	89	98	115
Cr	246	267	256	236	310
Rb	41	45	42	u.N.	46
Sr	13	10	11	10	13
Zr	127	106	96	91	109
Gesteins- ansprache	IE	IE	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Sch-VIII-f	Sch-VIII-g	Sch-VIII-h	Sch-VIII-i	Sch-VIII-k
Elemente					
SiO ₂	39,3	45,2	40,5	43,7	42,7
Al ₂ O ₃	17,2	18,4	22,1	16,6	16,6
TiO ₂	3,1	2,0	2,4	2,4	1,9
Fe ₂ O ₃ (ges.)	20,5	14,7	11,6	18,1	15,4
CaO	0,1	0,1	0,2	0,6	0,9
MgO	16,4	17,2	20,1	17,0	20,2
Na ₂ O	1,2	0,5	1,2	0,5	1,9
K ₂ O	1,9	2,1	3,0	1,4	0,71
MnO	0,12	0,11	0,12	0,1	0,13
P ₂ O ₅	0,19	0,1	0,21	0,17	0,24
Summe	100,01	100,41	101,43	100,57	100,68
Glühverl.	9,5	8,2	10,1	8,4	8,5
H ₂ O ⁻	0,48	0,28	0,52	0,15	0,76
Cu	340	105	69	305	710
Zn	154	180	240	1160	1460
Pb	26	25	21	19	27
Co	20	34	47	54	61
Ni	102	115	226	115	130
Cr	295	370	380	275	330
Rb	47	58	70	42	42
Sr	u.N.	u.N.	11	12	u.N.
Zr	u.N.	98	135	112	109
Gesteins- ansprache	IE	IE	Ch1	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Sch-VIII-l	Sch-VIII-m	Sch-VIII-n	Sch-VIII-o	Sch-VII-l
Elemente					
SiO ₂	37,0	60,6	36,3	35,9	34,7
Al ₂ O ₃	14,8	12,0	18,2	17,4	15,8
TiO ₂	3,2	1,3	2,5	2,2	2,6
Fe ₂ O ₃ (ges.)	20,0	8,6	21,5	16,8	23,2
CaO	1,0	0,4	0,2	0,4	0,2
MgO	21,3	17,0	17,7	27,4	24,1
Na ₂ O	1,5	1,1	0,5	0,4	2,4
K ₂ O	0,17	0,32	2,1	0,02	0,2
MnO	0,15	0,08	0,11	0,14	0,08
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,22	0,18	0,66
Summe	99,3	101,57	99,33	100,84	103,94
Glühverl.	12,7	5,6	14,2	10,6	12,7
H ₂ O ⁻	2,1	0,34	0,07	0,28	0,13
Cu	3825	380	1075	13	63
Zn	1050	250	206	139	435
Pb	22	15	27	23	30
Co	95	47	98	58	136
Ni	140	68	140	205	120
Cr	290	145	340	370	330
Rb	u.N.	u.N.	45	42	u.N.
Sr	u.N.	2	u.N.	u.N.	4
Zr	154	84	104	116	105
Gesteins- ansprache	IE	qChl	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Sch-VII-2	Sch-VII-3	Sch-VII-A	Sch-VII-B	Sch-VII-C
Elemente					
SiO ₂	40,7	45,6	51,2	44,1	44,6
Al ₂ O ₃	13,8	11,7	11,2	14,8	15,5
TiO ₂	1,9	1,6	1,8	2,1	1,7
Fe ₂ O ₃ (ges.)	26,6	23,4	18,5	21,2	21,9
CaO	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	13,5	14,8	14,8	14,8	15,3
Na ₂ O	3,9	2,7	1,3	0,8	0,8
K ₂ O	0,9	0,73	0,33	1,75	0,76
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,21	0,25	0,22
Summe	101,72	100,74	99,49	99,95	100,94
Glühverl.	13,6	12,9	9,7	12,4	12,0
H ₂ O ⁻	0,2	0,13	u.N.	0,16	0,17
Cu	134	214	55	82	610
Zn	135	100	50	460	89
Pb	16	18	20	28	26
Co	78	105	102	115	142
Ni	85	77	68	85	111
Cr	370	225	226	310	320
Rb	43	44	44	48	45
Sr	5	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Zr	75	63	80	88	71
Gesteins- ansprache	IE	IE	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Sch-VII-D	Sch-VII-E	Sch-VII-F	Sch-VII-G	Sch-VII-H
Elemente					
SiO ₂	39,6	43,2	52,0	46,9	45,7
Al ₂ O ₃	16,7	15,3	12,5	15,2	15,4
TiO ₂	1,1	2,3	1,7	2,1	2,3
Fe ₂ O ₃ (ges.)	24,8	18,4	16,6	14,2	16,5
CaO	0,1	0,2	0,2	0,6	1,0
MgO	13,2	17,6	15,2	18,9	15,9
Na ₂ O	0,9	1,1	0,5	0,7	2,3
K ₂ O	2,8	1,3	0,56	0,23	0,58
MnO	0,06	0,07	0,06	0,1	0,1
P ₂ O ₅	0,39	0,32	0,12	0,19	0,19
Summe	99,65	99,77	99,44	99,12	99,97
Glühverl.	14,2	10,1	8,3	7,6	7,6
H ₂ O ⁻	0,23	0,43	0,77	0,33	0,33
Cu	1260	505	2030	1840	460
Zn	198	141	85	180	260
Pb	32	32	30	20	30
Co	140	75	95	51	51
Ni	81	106	102	111	106
Cr	360	300	290	245	280
Rb	49	45	u.N.	42	41
Sr	u.N.	u.N.	u.N.	15	15
Zr	49	100	78	113	125
Gesteins- ansprache	IE	IE	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Sch-VII-X	Sch-VII-EB	Sch-V-1	Sch-V-2	Sch-V-3	Sch-III
Elemente						
SiO ₂	30,2	25,8	66,7	48,2	43,0	37,1
Al ₂ O ₃	7,2	6,6	11,5	12,3	15,0	15,8
TiO ₂	0,14	0,12	1,1	1,3	1,6	0,9
Fe ₂ O ₃ (ges.)	56,6	66,4	5,7	12,4	14,8	19,1
CaO	0,19	0,15	2,0	2,5	1,4	6,1
MgO	5,3	4,4	10,6	18,8	19,7	18,7
Na ₂ O	0,5	0,09	3,8	3,8	3,1	0,9
K ₂ O	0,01	0,23	0,27	0,9	0,73	0,02
MnO	0,01	0,05	0,12	0,18	0,26	0,14
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,18	0,16	0,26	0,36
Summe	100,21	103,9	101,97	100,54	99,85	99,12
Glühverl.	20,0	11,7	2,7	4,8	7,3	5,7
H ₂ O ⁻	0,34	0,69	0,31	0,22	0,28	0,2
Cu	6420	400	15	15	87	3720
Zn	38	64	99	225	114	470
Pb	12	18	19	24	25	75
Co	370	309	64	51	34	51
Ni	36	23	64	132	119	89
Cr	155	390	225	360	440	390
Rb	43	3	43	41	u.N.	u.N.
Sr	2	12	71	24	22	500
Zr	30	32	74	83	95	50
Gesteins- ansprache	RE _{pM}	RE _{pM}	QCh1	Ch1	Ch1	Ch1

Probenbezeichnung:	Sch-II-a	Sch-II-b	Sch-II-c	Sch-II-d	Sch-I-a	Sch-I-b
Elemente						
SiO ₂	42,6	50,6	54,2	52,4	52,4	48,0
Al ₂ O ₃	15,7	12,1	17,8	13,0	14,4	13,3
TiO ₂	1,1	1,7	0,7	1,5	0,9	2,6
Fe ₂ O ₃ (ges.)	16,2	25,4	7,6	24,5	10,5	11,0
CaO	12,1	0,2	6,5	0,1	0,9	8,7
MgO	11,1	4,1	7,9	1,6	9,1	12,2
Na ₂ O	0,9	4,4	4,9	3,2	5,7	3,6
K ₂ O	u.N.	1,33	0,08	2,8	0,16	u.N.
MnO	0,15	0,06	0,1	0,03	0,09	0,18
P ₂ O ₅	0,25	0,19	0,29	0,23	0,2	0,25
Summe	100,1	100,01	100,07	99,36	98,15	99,33
Glühverl.	4,8	8,2	3,2	7,9	3,9	3,9
H ₂ O ⁻	0,15	0,9	0,08	0,87	0,11	0,24
Cu	65	117	620	175	20000	64
Zn	151	460	118	340	825	490
Pb	99	22	52	18	23	33
Co	31	27	51	34	44	41
Ni	94	47	89	38	81	123
Cr	370	400	330	380	255	370
Rb	u.N.	50	44	60	44	u.N.
Sr	750	14	520	4	26	295
Zr	48	65	33	53	61	125
Gesteins- ansprache	fG	IE	QCh1	IE	CpQ	Ch1

Probenbe- zeichnung:	Sch-I-c	Scha-I-1	Scha-I-2	Scha-I-3	Scha-I-4	To-I-1
Elemente						
SiO ₂	44,6	54,6	48,1	62,7	50,5	55,3
Al ₂ O ₃	16,4	13,1	11,5	8,4	13,8	13,1
TiO ₂	0,8	1,6	1,3	1,4	2,0	2,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	13,1	13,9	21,7	19,0	11,2	9,4
CaO	7,1	0,8	1,1	1,0	7,9	0,9
MgO	15,0	11,4	8,9	12,0	8,8	12,2
Na ₂ O	2,7	2,7	2,6	2,8	4,3	3,5
K ₂ O	0,12	0,45	0,04	0,35	0,12	0,32
MnO	0,14	0,3	0,3	0,12	0,16	0,26
P ₂ O ₅	0,57	0,09	0,2	0,17	0,24	0,2
Summe	100,53	98,94	95,74	97,14	99,02	100,78
Glühverl.	4,4	6,3	9,4	7,6	2,9	5,1
H ₂ O ⁻	0,04	0,32	0,38	0,25	0,17	0,65
Cu	440	1590	15000	34000	160	119
Zn	690	735	985	4600	104	885
Pb	69	21	16	36	23	37
Co	44	37	71	95	64	31
Ni	119	89	123	60	102	85
Cr	410	360	355	245	290	225
Rb	u.N.	87	u.N.	42	u.N.	47
Sr	622	30	16	10	395	27
Zr	55	106	74	72	116	119
Gesteins- ansprache	fG	IE	IE	CpQ	fG	qCh1

Probenbe- zeichnung:	To-I-2	To-II-1	To-II-2	To-II-3	To-II-4	Ai-I-1	Ai-I-2
Elemente							
SiO ₂	52,3	53,7	54,8	47,9	58,0	74,8	60,4
Al ₂ O ₃	14,0	9,7	11,0	12,9	8,6	6,0	12,0
TiO ₂	1,5	1,3	1,3	1,5	1,6	0,6	1,2
Fe ₂ O ₃ (ges.)	13,3	22,0	17,9	17,1	23,1	10,1	12,5
CaO	2,8	0,7	0,9	1,5	1,2	1,0	1,4
MgO	10,5	10,1	10,6	14,4	3,8	3,2	7,6
Na ₂ O	2,0	2,6	2,3	2,8	2,6	4,4	3,6
K ₂ O	0,4	0,05	0,25	0,08	0,36	0,03	0,03
MnO	0,29	0,16	0,23	0,35	0,08	0,15	0,27
P ₂ O ₅	0,35	0,1	0,23	0,1	0,16	0,66	0,1
Summe	97,44	100,41	99,51	98,63	99,5	100,94	99,1
Glühverl.	4,2	11,1	7,4	6,7	9,6	2,3	3,8
H ₂ O ⁻	0,21	0,18	0,22	0,13	0,15	0,14	0,26
Cu	66	1000	7435	4990	16000	6375	4675
Zn	243	231	875	380	122	10500	1625
Pb	18	23	22	18	21	8	19
Co	41	129	75	68	81	54	54
Ni	123	72	77	123	78	47	68
Cr	330	295	320	330	235	205	320
Rb	47	23	44	u.N.	u.N.	42	u.N.
Sr	173	u.N.	3	16	6	44	22
Zr	91	56	73	88	87	47	82
Gesteins- ansprache	fG	IE	IE	IE	IE	CpQ	qIE

Probenbe- zeichnung:	Ai-I-3	Ai-II-1	Ai-II-2	Ai-II-3	Ai-II-4	Ai-II-5	Ai-II-6
Elemente							
SiO ₂	52,7	48,9	71,5	57,3	75,0	51,4	54,1
Al ₂ O ₃	13,6	12,0	9,1	11,1	5,8	13,4	11,6
TiO ₂	1,5	1,5	0,8	1,2	0,7	1,8	2,0
Fe ₂ O ₃ (ges.)	13,3	14,1	8,3	12,9	10,7	11,7	8,5
CaO	3,2	6,2	1,4	3,8	2,0	5,8	5,9
MgO	9,9	12,7	6,2	10,1	3,1	11,0	12,1
Na ₂ O	4,9	4,0	2,7	1,9	0,8	3,4	4,7
K ₂ O	0,03	0,17	0,15	0,87	0,02	0,29	1,09
MnO	0,29	0,32	0,17	0,31	0,15	0,25	0,25
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,09	0,11	0,05	0,28	0,12
Summe	99,57	100,07	100,41	99,59	98,32	99,32	100,36
Glühverl.	3,3	4,2	2,7	3,9	2,1	3,1	3,2
H ₂ O ⁻	0,25	0,19	0,15	0,18	0,11	0,19	0,3
Cu	2780	195	1445	3190	8290	266	72
Zn	1225	445	520	890	2550	295	265
Pb	22	27	14	21	16	13	21
Co	54	64	61	64	85	41	31
Ni	111	132	94	89	55	89	68
Cr	380	350	225	295	165	265	320
Rb	u.N.	u.N.	45	u.N.	u.N.	u.N.	47
Sr	42	53	24	24	75	105	13
Zr	88	85	64	79	49	100	121
Gesteins- ansprache	qfG	qfG	qCh1	Ch1	CpQ	qCh1	qCh1

Probenbe- zeichnung:	Ai-II-7	Do-II-1	Do-IV-1	Ha-II-1	Lad-I-1	Har-I-1	Har-I-2
Elemente							
SiO ₂	52,4	40,8	48,0	41,6	52,1	37,6	41,7
Al ₂ O ₃	12,6	9,4	27,5	9,7	12,0	11,7	13,8
TiO ₂	1,7	0,4	1,5	0,3	1,9	0,5	0,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	9,2	3,9	7,7	3,5	11,0	5,4	4,6
CaO	11,1	30,8	1,3	29,9	11,0	37,4	30,9
MgO	9,3	10,1	5,2	11,9	8,5	4,6	3,8
Na ₂ O	3,2	1,6	3,1	0,5	3,1	2,4	3,9
K ₂ O	0,04	2,4	5,2	2,6	0,19	0,76	0,51
MnO	0,15	0,17	0,04	0,15	0,17	0,12	0,16
P ₂ O ₅	0,2	0,23	0,24	0,05	0,24	0,11	0,1
Summe	99,89	99,83	99,75	100,2	100,1	100,59	99,97
Glühverl.	2,2	21,9	5,6	22,8	4,1	19,1	15,0
H ₂ O ⁻	0,17	0,04	0,28	0,15	0,14	0,09	0,11
Cu	52	151	225	42	45	65	65
Zn	98	63	198	82	93	64	40
Pb	18	31	23	35	16	28	21
Co	44	34	37	34	58	44	20
Ni	85	345	115	174	136	136	94
Cr	265	330	330	235	320	175	165
Rb	u.N.	81	169	88	u.N.	44	42
Sr	187	640	155	700	111	450	455
Zr	95	75	270	66	110	54	37
Gesteins- ansprache	fG	Kgs	Sph	Kgs	fG	carbfg	carbfg

Probenbe- zeichnung:	Gad-I-1	Gad-I-2	Ga-I-1	Ga-I-2	Ga-II-1	Ga-II-2	Ga-II-3
Elemente							
SiO ₂	80,7	83,6	60,1	48,0	50,8	47,6	48,7
Al ₂ O ₃	12,1	8,1	23,8	17,6	17,2	14,9	15,4
TiO ₂	0,2	0,1	0,7	1,4	1,7	2,1	1,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	1,9	1,3	6,3	10,5	11,1	12,2	10,1
CaO	0,7	3,4	1,2	12,8	7,2	9,4	9,6
MgO	0,01	0,57	3,0	2,9	6,5	10,6	9,9
Na ₂ O	3,0	0,9	1,9	0,9	3,5	3,0	2,8
K ₂ O	3,2	1,7	3,0	2,9	1,15	0,26	0,08
MnO	0,01	0,57	0,1	0,64	0,19	0,2	0,14
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,26	0,24	0,33	0,32	0,27
Summe	101,86	100,3	99,36	99,58	99,67	100,58	98,49
Glühverl.	2,5	3,9	3,5	12,4	3,8	5,6	3,9
H ₂ O ⁻	0,21	0,35	0,16	0,12	0,08	0,13	0,09
Cu	10	10	115	35	80	70	60
Zn	23	43	114	82	91	104	77
Pb	17	9	16	16	15	18	16
Co	51	61	71	51	64	61	54
Ni	34	30	55	98	119	153	123
Cr	u.N.	u.N.	110	280	360	360	290
Rb	100	88	89	75	45	41	u.N.
Sr	39	91	163	215	295	115	250
Zr	112	84	101	82	91	122	88
Gesteins- ansprache	Qph	Qph	Qph	fG	fG	fG	fG

Probenbe- zeichnung:	Wo-III-1	Hi-I-1	Hi-I-2	Hi-I-3	Hi-I-4	Hi-I-5	Hi-II-1
Elemente							
SiO ₂	47,0	44,1	48,9	24,1	48,8	38,0	46,1
Al ₂ O ₃	13,6	5,3	11,7	0,9	14,6	5,0	14,3
TiO ₂	0,9	1,3	1,0	0,02	1,4	0,7	1,2
Fe ₂ O ₃ (ges.)	7,5	46,7	15,9	73,2	20,3	50,4	21,1
CaO	19,4	1,1	10,8	0,2	1,3	1,9	1,8
MgO	6,4	1,4	9,7	u.N.	10,4	2,4	13,4
Na ₂ O	3,2	0,8	0,5	0,5	0,9	0,4	0,7
K ₂ O	0,17	0,4	0,24	0,02	0,12	0,64	0,42
MnO	0,12	0,03	0,1	0,001	0,21	0,03	0,11
P ₂ O ₅	0,19	0,11	0,2	0,02	0,19	0,08	0,26
Summe	98,48	101,24	99,04	98,96	98,22	99,55	99,39
Glühverl.	10,9	16,0	9,8	25,8	5,7	17,1	6,3
H ₂ O ⁻	0,11	0,61	0,31	0,28	0,6	0,42	0,12
Cu	80	2090	540	6200	660	9130	1200
Zn	60	520	640	320	295	430	625
Pb	20	16	13	16	12	21	19
Co	58	630	71	950	169	750	122
Ni	140	77	111	89	149	85	166
Cr	280	330	280	215	360	370	400
Rb	42	43	42	u.N.	91	44	u.N.
Sr	195	41	96	3	65	64	33
Zr	57	54	66	u.N.	68	29	87
Gesteins- ansprache	carbFG	IE	IE	RE _p	ChI	IE/RE _p	ChI/Pr

Probenbe- zeichnung:	Hi-II-2	Hi-II-3	Hi-II-4	Ko-I-1	Kl-I-1	Kl-I-2	Kl-I-3
Elemente							
SiO ₂	49,4	26,1	51,3	52,1	52,3	52,0	57,1
Al ₂ O ₃	8,9	0,1	13,5	12,8	14,0	14,9	12,4
TiO ₂	2,0	0,1	1,5	1,4	1,5	1,7	1,4
Fe ₂ O ₃ (ges.)	30,6	71,0	15,9	10,2	19,3	17,6	13,5
CaO	0,8	0,2	3,8	10,8	2,9	2,9	7,6
MgO	6,2	u.N.	10,8	10,0	5,7	7,1	3,7
Na ₂ O	0,8	0,9	2,8	2,0	2,7	2,3	3,0
K ₂ O	0,04	0,02	0,12	0,08	0,13	0,06	0,09
MnO	0,03	u.N.	0,13	0,15	0,26	0,19	0,13
P ₂ O ₅	0,11	0,03	0,24	0,16	0,27	0,15	0,17
Summe	98,88	98,45	100,09	99,69	99,06	98,9	99,09
Glühverl.	11,8	26,4	4,2	3,3	5,1	4,5	4,4
H ₂ O ⁻	0,18	0,36	0,17	0,13	0,16	0,13	0,1
Cu	2100	5740	520	55	2930	2250	2050
Zn	775	94	171	75	1790	1350	3700
Pb	13	15	19	15	30	19	36
Co	360	850	95	51	64	78	61
Ni	94	68	153	162	157	116	153
Cr	330	215	360	380	390	390	360
Rb	42	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	42
Sr	19	u.N.	75	245	120	70	215
Zr	76	u.N.	121	71	72	93	73
Gesteins- ansprache	IE	RE _p	Pr	fG	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Kl-I-4	Kl-I-5	Kl-II-1	Dr-I-1a	Dr-I-1	Dr-I-2	Dr-I-3
Elemente							
SiO ₂	65,1	53,3	48,0	49,9	43,3	47,4	48,4
Al ₂ O ₃	8,1	13,8	11,9	13,2	11,3	11,3	12,2
TiO ₂	0,9	1,6	1,5	1,2	1,3	0,9	1,2
Fe ₂ O ₃ (ges.)	18,9	10,8	9,5	10,5	30,4	26,1	12,0
CaO	1,7	9,4	19,2	10,5	0,6	0,7	11,6
MgO	3,5	7,4	6,8	11,1	12,3	12,2	10,5
Na ₂ O	2,4	3,4	1,2	2,2	1,3	0,8	3,1
K ₂ O	0,03	0,37	1,7	0,18	0,4	0,15	0,16
MnO	0,17	0,25	0,13	0,19	0,14	0,17	0,2
P ₂ O ₅	0,08	0,35	0,24	0,26	0,22	0,13	0,16
Summe	100,88	100,67	100,17	99,23	101,26	99,85	99,52
Glühverl.	5,2	1,2	6,3	4,6	13,1	10,6	6,2
H ₂ O ⁻	0,21	0,13	0,16	0,15	0,35	0,08	0,07
Cu	2500	120	47	105	2760	6580	570
Zn	950	125	110	175	500	1075	270
Pb	29	20	32	19	22	19	20
Co	132	61	58	51	135	140	51
Ni	110	145	150	123	110	130	130
Cr	275	350	390	350	370	360	360
Rb	u.N.	u.N.	55	u.N.	43	u.N.	u.N.
Sr	73	132	620	155	u.N.	2	90
Zr	49	97	86	79	62	65	84
Gesteins- ansprache	IE	fG	Kgs	Pr	IE	IE	Pr

Probenbe- zeichnung:	Dr-I-4	Dr-I-5	Dr-I-6	Dr-I-7	Dr-I-A	Dr-I-B	Dr-I-C
Elemente							
SiO ₂	48,4	45,2	50,7	50,2	41,9	46,9	50,5
Al ₂ O ₃	14,3	11,6	13,2	13,5	15,7	13,2	13,7
TiO ₂	1,3	1,1	1,4	1,2	1,5	1,3	1,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	13,4	25,3	13,9	12,5	21,9	18,8	12,8
CaO	6,6	2,6	5,3	6,1	1,3	2,7	6,6
MgO	12,0	9,7	11,4	11,4	15,3	12,9	11,4
Na ₂ O	1,3	1,9	1,8	2,8	0,5	2,3	3,0
K ₂ O	0,31	0,47	1,47	0,1	1,68	0,39	0,32
MnO	0,18	0,11	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17
P ₂ O ₅	0,26	0,13	0,17	0,15	0,16	0,17	0,16
Summe	98,05	98,11	99,5	98,11	100,09	98,82	100,15
Glühverl.	4,8	10,8	3,4	3,4	12,7	8,3	3,4
H ₂ O ⁻	0,15	0,24	0,09	0,08	0,59	0,18	0,17
Cu	370	480	300	94	125	4900	360
Zn	215	135	116	111	550	770	150
Pb	12	16	18	21	13	20	27
Co	51	130	54	51	37	81	61
Ni	125	110	115	135	100	130	135
Cr	370	370	350	380	310	360	390
Rb	u.N.	u.N.	46	45	47	u.N.	42
Sr	125	40	130	155	38	33	137
Zr	69	65	79	75	87	85	81
Gesteins- ansprache	Pr	IE	Pr	Pr	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Dr-I-D	Dr-I-E	Sa-II-1	Sa-II-2	Sa-II-3	Sa-II-4	Sa-II-5
Elemente							
SiO ₂	50,1	50,9	51,1	48,7	53,4	62,8	46,7
Al ₂ O ₃	12,7	13,2	14,1	11,9	14,4	11,9	14,9
TiO ₂	1,3	1,3	0,7	1,2	1,4	1,1	1,7
Fe ₂ O ₃ (ges.)	19,8	10,6	10,5	8,1	11,1	10,0	13,2
CaO	2,5	8,5	9,4	18,8	4,0	2,1	4,8
MgO	11,1	10,1	11,4	6,0	13,5	11,6	15,7
Na ₂ O	2,2	3,0	1,6	2,8	1,8	0,6	1,1
K ₂ O	0,67	0,44	0,13	0,38	0,11	0,13	0,09
MnO	0,14	0,15	0,15	0,17	0,2	0,21	0,2
P ₂ O ₅	0,52	0,31	0,24	0,43	0,18	0,12	0,23
Summe	101,03	98,5	99,32	98,48	100,09	100,56	98,62
Glühverl.	7,4	3,4	2,4	6,2	4,7	4,7	5,0
H ₂ O ⁻	0,53	0,12	0,13	0,11	0,24	0,27	0,31
Cu	1075	270	86	81	195	1970	110
Zn	100	165	60	99	395	460	235
Pb	19	20	8	12	16	5	29
Co	54	47	55	50	48	58	34
Ni	102	140	63	64	58	49	53
Cr	440	320	240	170	295	220	300
V			230	200	210	145	270
Rb	41	46	2	u.N.	1	u.N.	u.N.
Sr	44	162	147	146	71	15	155
Zr	79	73	78	80	86	70	79
Gesteins- ansprache	IE	Chl	Pr	Pr	IE	IE	IE

Probenbe- zeichnung:	Sa-II-6	Dr-II-1	Bo-I-1	Bo-I-2	Bo-I-3	Bo-I-4	Bo-I-5
Elemente							
SiO ₂	51,3	55,7	49,0	51,1	51,0	50,4	51,9
Al ₂ O ₃	14,3	11,4	9,5	12,0	13,0	11,9	13,3
TiO ₂	1,5	1,2	1,3	1,6	1,5	1,5	1,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,8	15,2	24,2	11,6	10,9	11,0	10,0
CaO	7,7	5,6	5,9	9,3	9,6	8,7	10,4
MgO	12,4	6,3	6,0	8,3	10,5	10,9	9,5
Na ₂ O	0,7	0,8	1,2	3,6	4,0	3,9	3,9
K ₂ O	0,1	0,39	0,08	0,07	0,06	0,07	0,12
MnO	0,2	0,17	0,18	0,22	0,24	0,23	0,14
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,75	0,56	0,29	0,21	0,22
Summe	99,24	96,92	98,11	98,35	101,09	98,81	100,98
Glühverl.	3,3	5,0	5,2	2,2	2,0	2,0	2,4
H ₂ O ⁻	0,12	u.N.	0,38	0,05	0,1	0,03	0,07
Cu	310	12000	2750	35	36	360	60
Zn	225	170	260	82	165	205	75
Pb	16	8	15	21	21	23	18
Co	66	58	140	41	47	58	47
Ni	52	64	185	105	135	150	125
Cr	245	350	390	215	350	340	330
V	215						
Rb	u.N.	44	45	u.N.	43	u.N.	43
Sr	124	109	54	165	295	112	135
Zr	88	59	38	u.N.	74	102	105
Gesteins- ansprache	IE	CpQ	IE	Pr	Pr	Pr	Pr

Probenbe- zeichnung:	Bo-I-6	Bo-II-1	Bo-II-2	Bo-II-3	Bo-II-4	Bo-II-5	Bo-II-6
Elemente							
SiO ₂	48,9	52,4	56,7	51,3	52,1	48,3	32,6
Al ₂ O ₃	13,6	13,0	6,8	12,0	12,2	10,7	5,5
TiO ₂	1,3	1,5	0,3	1,7	1,5	1,4	0,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,4	10,0	3,7	14,6	13,5	19,9	1,9
CaO	11,5	9,1	25,9	7,3	7,4	5,3	53,8
MgO	10,0	10,0	2,8	8,0	8,7	10,1	1,9
Na ₂ O	2,2	2,6	0,8	4,0	4,0	3,2	0,7
K ₂ O	0,05	0,05	1,1	0,07	0,1	0,08	1,42
MnO	0,17	0,2	0,29	0,27	0,23	0,24	0,12
P ₂ O ₅	0,32	0,35	0,12	0,23	0,39	0,39	0,13
Summe	98,44	99,2	98,51	99,47	100,12	99,61	98,25
Glühverl.	3,2	2,5	14,8	1,9	2,5	3,9	28,0
H ₂ O ⁻	0,06	0,09	0,09	0,15	0,21	0,35	0,19
Cu	52	59	185	1860	425	645	68
Zn	64	84	72	265	150	180	60
Pb	13	25	25	25	20	23	36
Co	34	47	37	61	71	102	24
Ni	160	165	100	150	130	235	68
Cr	275	310	92	410	370	515	62
Rb	u.N.	u.N.	57	42	46	u.N.	56
Sr	180	132	250	84	72	43	380
Zr	81	93	54	99	98	83	41
Gesteins- ansprache	Pr	Pr	qPr	Pr	Pr	Pr	Kgs

Probenbe-
zeichnung: Bo-II-7 Bo-II-8 Bo-II-9 Bo-II-10 Bo-II-11 Bo-II-12

Elemente						
SiO ₂	48,6	47,1	43,9	46,7	50,0	49,9
Al ₂ O ₃	13,8	14,3	12,5	6,1	4,4	5,4
TiO ₂	1,7	1,6	1,8	0,8	0,5	0,5
Fe ₂ O ₃ (ges.)	11,8	10,9	23,8	38,6	37,0	33,1
CaO	11,2	14,8	3,8	2,9	2,7	5,3
MgO	6,1	6,1	9,4	2,8	4,0	2,3
Na ₂ O	3,6	3,1	2,4	1,5	0,7	1,1
K ₂ O	1,5	0,63	0,11	0,24	0,59	0,06
MnO	0,16	0,17	0,35	0,13	0,11	0,2
P ₂ O ₅	0,3	0,17	0,23	0,61	0,45	0,66
Summe	98,76	98,57	98,29	100,38	100,45	98,52
Glühverl.	3,7	5,7	4,2	9,6	10,3	14,6
H ₂ O ⁻	0,17	0,15	0,39	0,43	0,45	0,63
Cu	101	103	55	2900	2350	1400
Zn	104	74	495	360	280	400
Pb	24	19	21	16	11	14
Co	58	47	31	200	215	235
Ni	165	155	102	115	115	119
Cr	350	300	380	380	275	300
Rb	58	46	41	41	48	u.N.
Sr	165	285	39	18	3	19
Zr	110	110	84	45	34	38
Gesteins- ansprache	Pr	carbPr	Pr	IE/RE _{pM}	IE _{pM}	IE _{pM}

Probenbe- zeichnung:	Bo-II-13	Hb-I-1	Hb-I-2	Hb-I-3	Hb-I-4	Hb-I-5	Pr-I-1
Elemente							
SiO ₂	46,7	50,2	49,2	51,3	49,2	48,5	49,9
Al ₂ O ₃	12,5	15,5	13,1	13,2	14,0	14,1	14,3
TiO ₂	1,5	1,6	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4
Fe ₂ O ₃ (ges.)	24,7	9,1	11,7	10,2	10,5	10,6	10,5
CaO	4,3	10,9	11,2	11,3	9,5	10,0	8,9
MgO	7,7	10,3	10,1	10,9	11,5	11,1	10,6
Na ₂ O	1,9	0,8	1,4	1,7	2,5	2,7	3,5
K ₂ O	0,06	0,19	0,03	0,06	0,14	0,08	0,11
MnO	0,36	0,14	0,17	0,16	0,2	0,16	0,15
P ₂ O ₅	0,32	0,21	0,35	0,36	0,25	0,35	0,17
Summe	100,04	98,94	98,95	100,78	99,29	99,09	99,53
Glühverl.	4,7	2,9	2,4	2,7	2,5	2,6	1,2
H ₂ O ⁻	0,11	0,11	0,04	0,08	0,07	0,04	0,03
Cu	1075	37	98	83	29	14	66
Zn	430	33	68	66	67	66	64
Pb	20	4	6	8	8	8	8
Co	88	46	56	52	62	51	55
Ni	105	72	62	52	68	64	64
Cr	410	140	205	220	250	230	280
V		230	280	290	220	260	220
Y		26	29	26	27	28	27
Rb	u.N.	2	3	1	u.N.	u.N.	u.N.
Sr	64	2	3	1	140	150	87
Zr	71	98	130	115	84	102	80
Gesteins- ansprache	IE	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr

Probenbe- zeichnung:	Pr-I-2	Pr-I-3	Pr-I-4	Pr-I-5	Pr-I-6a	Pr-I-6b	Pr-I-7
Elemente							
SiO ₂	48,8	51,9	45,5	50,9	49,0	49,5	48,8
Al ₂ O ₃	13,9	13,4	15,8	14,1	14,8	14,1	14,5
TiO ₂	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,2	1,1
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,8	9,6	12,1	10,3	10,3	9,7	10,5
CaO	10,9	8,6	7,8	8,4	8,7	10,3	7,9
MgO	9,6	8,9	11,7	9,6	9,6	11,1	12,1
Na ₂ O	2,4	4,2	4,4	5,2	4,2	2,6	3,1
K ₂ O	0,1	1,2	0,07	0,08	0,07	0,06	0,04
MnO	0,16	0,15	0,18	0,18	0,16	0,16	0,21
P ₂ O ₅	0,3	0,25	0,17	0,24	0,27	0,29	0,16
Summe	98,36	99,6	99,12	100,4	98,6	99,01	98,41
Glühverl.	1,8	1,5	2,3	1,7	2,0	2,0	2,4
H ₂ O ⁻	0,03	0,07	0,02	0,06	0,05	0,06	0,04
Cu	72	43	49	29	52	140	63
Zn	53	54	160	73	81	105	69
Pb	6	9	11	11	9	8	8
Co	51	54	56	54	55	51	51
Ni	71	65	70	58	70	85	82
Cr	195	260	350	365	310	285	260
V	200	290	370	340	290	200	160
Y	28	25	26	26	26	26	26
Rb	1	u.N.	u.N.	u.N.	2	1	1
Sr	83	70	90	102	140	115	75
Zr	79	81	83	81	76	64	59
Gesteins- ansprache	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr

Probenbe- zeichnung:	Pr-I-8a	Pr-I-8b	Pr-I-9	Pr-I-10	Pr-I-11	Pr-I-12	Pr-I-13
Elemente							
SiO ₂	51,4	49,5	51,1	48,9	49,0	51,8	50,9
Al ₂ O ₃	14,0	14,4	14,4	13,7	14,1	14,1	15,4
TiO ₂	1,5	1,1	1,1	1,5	1,6	1,2	1,6
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,5	9,9	8,8	11,8	13,3	9,7	10,2
CaO	8,2	8,6	9,3	7,7	7,4	9,4	8,7
MgO	8,9	11,4	12,2	10,3	9,2	9,4	9,2
Na ₂ O	4,2	3,4	2,6	3,9	3,2	2,5	2,5
K ₂ O	0,09	0,06	0,06	0,08	0,19	0,09	0,07
MnO	0,19	0,18	0,23	0,21	0,36	0,19	0,27
P ₂ O ₅	0,31	0,23	0,23	0,17	0,17	0,23	0,17
Summe	99,29	98,77	100,02	98,26	98,52	98,61	99,01
Glühverl.	1,4	2,4	2,0	2,6	1,7	1,5	2,1
H ₂ O ⁻	0,04	0,05	0,05	0,12	0,07	0,04	0,09
Cu	60	95	550	69	4075	110	112
Zn	94	113	128	87	165	53	150
Pb	8	8	6	9	8	6	6
Co	56	53	55	53	53	49	54
Ni	67	77	79	67	64	75	65
Cr	230	290	205	270	285	190	195
V	220	210	180	270	330	175	190
Y	25	25	26	28	27	26	27
Rb	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	1	5	u.N.
Sr	73	61	60	74	46	110	69
Zr	87	67	58	85	100	69	64
Gesteins- ansprache	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr

Probenbe- zeichnung:	Pr-II-1	Pr-II-2	Pr-II-3	Pr-II-4	Pr-II-5	Pr-II-6	Pr-II-7
Elemente							
SiO ₂	49,4	47,9	46,4	46,8	47,9	50,0	44,9
Al ₂ O ₃	14,3	15,1	14,4	13,7	13,5	13,6	14,1
TiO ₂	1,2	1,4	1,2	1,4	1,6	1,2	1,4
Fe ₂ O ₃ (ges.)	10,7	11,2	12,1	12,1	13,1	10,8	13,1
CaO	6,8	6,1	5,7	6,5	6,7	7,9	5,4
MgO	13,8	14,2	15,0	15,3	13,4	11,6	13,5
Na ₂ O	2,6	2,9	3,0	3,1	1,9	1,3	4,2
K ₂ O	0,28	0,19	0,06	0,06	0,14	0,27	0,22
MnO	0,14	0,18	0,2	0,21	0,21	0,16	0,16
P ₂ O ₅	0,23	0,29	0,19	0,14	0,16	0,25	0,15
Summe	99,45	99,46	98,25	99,31	98,61	97,08	97,13
Glühverl.	2,9	3,4	3,7	3,1	3,4	2,4	3,1
H ₂ O ⁻	0,06	0,09	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02
Cu	86	63	14	32	135	23	72
Zn	52	58	65	70	67	39	66
Pb	5	7	7	6	6	5	8
Co	48	48	43	41	49	36	44
Ni	69	61	58	56	60	49	56
Cr	210	245	245	235	260	140	300
V	220	200	190	260	210	175	300
Rb	2	6	u.N.	u.N.	u.N.	2	3
Sr	110	115	105	115	135	130	86
Zr	98	89	84	100	88	80	99
Gesteins- ansprache	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr

Probenbe-
zeichnung: Pr-II-8 Pr-II-9 Pr-II-10 Pr-II-11 Pr-II-12 Pr-II-13 Be-I-1

Elemente	Pr-II-8	Pr-II-9	Pr-II-10	Pr-II-11	Pr-II-12	Pr-II-13	Be-I-1
SiO ₂	54,7	50,1	50,6	51,0	51,1	52,7	47,4
Al ₂ O ₃	12,2	14,5	15,5	14,8	14,2	13,3	15,7
TiO ₂	1,2	1,4	1,3	1,4	1,6	1,5	1,7
Fe ₂ O ₃ (ges.)	8,8	10,3	9,7	11,8	10,5	10,1	16,2
CaO	8,6	6,5	8,2	5,0	7,8	8,7	1,3
MgO	10,7	11,2	12,7	17,7	12,6	11,8	15,3
Na ₂ O	3,6	2,8	0,14	0,34	0,51	0,54	0,04
K ₂ O	0,42	0,14	0,3	0,14	0,11	0,59	1,23
MnO	0,15	0,16	0,14	0,21	0,23	0,21	0,14
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,22	0,41	0,41	0,17	0,19
Summe	100,56	97,31	98,8	102,8	99,06	99,61	99,2
Glühverl.	1,5	2,5	2,5	4,4	3,2	3,0	8,5
H ₂ O ⁻	0,05	0,09	0,04	0,05	0,13	0,22	0,39
Cu	40	55	55	110	43	150	2020
Zn	57	60	19	57	72	185	79
Pb	9	8	3	3	4	6	9
Co	38	44	38	47	39	39	190
Ni	49	53	74	67	59	47	49
Cr	170	195	150	145	90	170	365
V	230	210	175	200	250	260	200
Rb	6	3	u.N.	4	3	6	6
Sr	180	93	130	80	100	140	2
Zr	71	78	74	93	90	93	88
Gesteins- ansprache	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	IE

Probenbe- zeichnung:	Be-I-2	Be-I-3	Be-I-4	Be-I-5
Elemente				
SiO ₂	49,0	50,9	42,4	51,0
Al ₂ O ₃	17,0	14,3	14,6	17,2
TiO ₂	1,7	1,4	1,4	1,8
Fe ₂ O ₃ (ges.)	12,8	18,9	28,4	11,4
CaO	1,4	0,75	1,0	1,8
MgO	15,2	12,6	11,4	12,8
Na ₂ O	0,1	1,0	0,08	2,4
K ₂ O	1,6	1,2	0,08	2,4
MnO	0,15	0,11	0,09	0,17
P ₂ O ₅	0,25	0,63	0,22	0,2
Summe	99,2	101,79	99,67	101,17
Glühverl.	6,1	10,6	12,7	4,9
H ₂ O ⁻	0,34	0,24	0,43	0,35
Cu	320	3025	5050	375
Zn	83	57	24	430
Pb	7	8	5	7
Co	42	61	225	43
Ni	39	38	40	41
Cr	270	290	340	195
V	250	190	200	225
Rb	7	8	5	7
Sr	1	u.N.	5	13
Zr	115	65	63	125
Gesteins- ansprache	Chl	IE	IE	fg

Lebensdaten

Name: Knut Joachim Derkmann

Geburtstag: 10. 5. 1948

Geburtsort: Tübingen

Eltern: Dr. med. Karl Derkmann, Arzt, gestorben 1976
Klara Derkmann, geb. Graf

Schulen: 1955-1959 Christl. Gemeinschaftsschule Schramberg
1959-1965 Gymnasium Schramberg
1965-1967 Humboldt-Schule Wiesbaden

Wehrpflicht: 1967-1969 in Berchtesgaden

Studium: im Sommersemester 1969 Einschreibung für das Fach
Mineralogie an der Technischen Hochschule in München;
1971 : Diplom-Vorprüfung im Fach Mineralogie;
Wintersemester 1971/72 : Eidgen. Techn. Hochschule
in Zürich/Schweiz;
1972 - Jan. 1974: TU Clausthal;
Dez. 1973 : Abschluß der Diplom-Hauptprüfung in der Fach-
richtung Mineralogie an der TU Clausthal, mit den Wahl-
fächern Aufbereitung und Montangeologie;
April 1974 : Beginn mit der Dissertation an der Universität
München;
seitdem Stipendiat nach dem Graduiertenförderungsgesetz

Bönecke-Druck 3392-Clausthal Z. 29